

DAS MEXIKO-PROJEKT
DER DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT
EINE DEUTSCH-MEXIKANISCHE INTERDISZIPLINÄRE REGIONALFORSCHUNG
IM BECKEN VON PUEBLA-TLAXCALA

Herausgeber:
WILHELM LAUER
Vorsitzender des Mexiko-Arbeitskreises

EL PROYECTO MÉXICO
DE LA FUNDACIÓN ALEMANA PARA LA
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
INVESTIGACIONES REGIONALES INTERDISCIPLINARIAS MEXICANO-ALEMANAS
REALIZADAS EN LA CUENCA DE PUEBLA-TLAXCALA

Editor:
WILHELM LAUER
PRESIDENTE del CONSEJO MEXICANO-ALEMÁN del PROYECTO PUEBLA-TLAXCALA

VII

ESTUDIOS DE LA GEOMORFOLOGÍA GLACIAL
DEL CUATERNARIO SUPERIOR
DE VOLCANES MEXICANOS

CON UNA RESEÑA DE DESARROLLO DEL CLIMA

POR
KLAUS HEINE

CON 39 LÁMINAS, 39 FOTOGRAFÍAS Y 9 TABLAS



FRANZ STEINER VERLAG GMBH · WIESBADEN

1975

STUDIEN ZUR
JUNGQUARTÄREN GLAZIALMORPHOLOGIE
MEXIKANISCHER VULKANE

MIT EINEM AUSBLICK AUF DIE KLIMAENTWICKLUNG

VON
KLAUS HEINE

MIT 39 ABBILDUNGEN, 39 BILDERN UND 9 TABELLEN



FRANZ STEINER VERLAG GMBH · WIESBADEN

1975

Als Habilitationsschrift auf Empfehlung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Bonn gedruckt mit Unterstützung der Deutschen
Forschungsgemeinschaft.

Univ.-Bibliothek
Regensburg

ISBN 3-515-01871-9

Ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages ist es auch nicht gestattet, das Werk oder einzelne Teile daraus nachzudrucken
oder auf photomechanischem Wege (Photokopie, Mikrokopie usw.) zu vervielfältigen.

© 1975 by Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.

Gesamtherstellung Druckerei Dokter KG, 5452 Weißenthurm
Printed in Germany

VORWORT

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der jungquartären morphologischen Entwicklung der großen Vulkane des zentralmexikanischen Hochlandes während der letzten 40 000 Jahre B. P. sowie der sich daraus ergebenden Klimageschichte. Die Untersuchungen erfolgten im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Die Anregung zu dieser Studie erwuchs aus Gesprächen mit dem Leiter des Mexiko-Projektes, Herrn Professor Dr. W. LAUER; ihm danke ich für viele Hinweise zur wissenschaftlichen und praktischen Durchführung der Untersuchungen. Ebenfalls gilt mein Dank Herrn Professor Dr. P. HOLLERMANN, mit dem ich die Ergebnisse meiner Arbeit durchsprechen konnte.

Besonderen Dank schulde ich meiner Mitarbeiterin Frau Dr. H. HEIDE-WEISE, die die zeitraubenden mineralogischen Untersuchungen durchführte, sowie Frau E. MARCHAL, die die Aufbereitung der Proben im Labor vornahm.

Darüber hinaus sei all denen gedankt, die mir im Gelände, im Labor und in Diskussionen zahlreiche Anregungen und Ratschläge gaben und die meine Arbeit durch die Überlassung von Sonderdrucken und Karten- und Luftbildmaterial förderten, insbesondere die Herren Prof. Dr. C. TROLL (Bonn), Prof. Dr. R. WEYL (Gießen), Prof. Dr. E. SCHÖNHALS (Gießen), Prof. Dr. J. L. LORENZO (Mexiko), Prof. Dr. F. MOOSER (Mexiko), Dr. D. KLAUS (Bonn) und W. BOEGE (Puebla).

Nicht zuletzt möchte ich den vielen Mitarbeitern des Mexiko-Projektes für Diskussionen im Haus und im Gelände danken, ganz besonders auch meinen Begleitern, die die Strapazen im Feld ohne Murren ertrugen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Untersuchungen durch ein Stipendium und eine großzügige Sachbeihilfe; sie gewährte auch einen Druckkostenzuschuß zu der vorliegenden Arbeit. Das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung führte unter der Leitung von Herrn Dr. M. A. GEYH für mich ^{14}C -Altersbestimmungen durch. Beiden Institutionen sei herzlich gedankt.

Danken möchte ich auch dem Mexiko-Arbeitskreis und Herrn Prof. LAUER als Herausgeber der Reihe „Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft“ für die Aufnahme der Arbeit in diese Reihe. Ebenso gilt mein Dank den Kartographen des Geographischen Institutes in Bonn, die Reinzeichnungen der Abbildungen vornahmen, sowie Frau. K. LÜCK für fotografische Arbeiten.

Meine Frau hat mich sowohl bei Geländearbeiten in Mexiko wie auch bei den Auswertungsarbeiten zu Hause stets unterstützt. Für ihre Mitarbeit und das große Verständnis seitens der Familie für meine wissenschaftlichen Arbeiten möchte ich ihr und meinen Kindern an dieser Stelle ganz herzlich danken.

Das Manuskript war im Dezember 1972 abgeschlossen. Abgesehen von einigen Literaturergänzungen wurden nur die Kapitel 6.3 und 7 wesentlich ergänzt, da ich während des INQUA-Kongresses 1973 in Christchurch/Neuseeland einige wichtige Hinweise zu den angesprochenen Problemen erhielt.

Bonn am Rhein, im Frühjahr 1974

KLAUS HEINE

INHALT

Vorwort	V
1. Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchungen	1
2. Wahl des Arbeitsgebietes und Durchführung der Untersuchungen	4
3. Regionaler Überblick über die Spuren und Formen früherer Vergletscherungen	5
3.1. Der Malinche-Vulkan	5
3.1.1. Geologisch-geomorphologischer Aufbau	5
3.1.2. Gletscherspuren am Malinche-Westhang	7
3.1.3. Gletscherspuren am Malinche-Südhang	20
3.1.4. Gletscherspuren am Malinche-Osthang	26
3.1.5. Gletscherspuren am Malinche-Nordhang	37
3.1.6. Zusammenfassender Überblick	41
3.2. Die Sierra Nevada	45
3.2.1. Geologie, Morphologie, rezente Vergletscherung	45
3.2.2. Jungquartäre Gletscherspuren auf der Nord-, West- und Südseite der Sierra Nevada	51
3.2.2.1. Der Rio Frio-Paß	56
3.2.2.2. Die Nordhänge der Iztaccíhuatl	59
3.2.2.3. Die Westhänge der Iztaccíhuatl	64
3.2.2.4. Die Südhänge der Iztaccíhuatl und der Paso de Cortés	74
3.2.3. Gletscherspuren auf der Ostseite der Iztaccíhuatl	77
3.2.4. Gletscherspuren am Popocatepetl	80
3.2.5. Zusammenfassender Überblick und Datierung der Glazialspuren der Sierra Nevada	87
3.2.6. Korrelierung der glazialen Spuren des Malinche-Vulkans mit denen der Sierra Nevada	93

3.3.	Spuren einer früheren Vergletscherung am Cofre de Perote und Citlaltépetl (Pico de Orizaba)	98
3.3.1.	Der Cofre de Perote	98
3.3.2.	Der Pico de Orizaba: Geologisch-geomorphologischer Überblick und rezente Vergletscherung	99
3.3.3.	Spuren einer früheren Vergletscherung am Pico de Orizaba	100
3.4.	Spuren einer früheren Vergletscherung am Nevado de Toluca (Xinantécatl) .	105
3.4.1.	Geologisch-geomorphologischer Überblick	105
3.4.2.	Gletscherspuren am Nevado de Toluca	106
3.5.	Spuren einer früheren Vergletscherung am Nevado de Colima	108
4.	Zusammenfassender Überblick über die jungpleistozäne und holozäne Vergletscherung der Cordillera Neovolcánica	113
5.	Das Klima des Jungpleistozäns und Holozäns des Untersuchungsgebietes. Versuch einer paläoklimatischen Ausdeutung der Vergletscherungsspuren .	117
5.1.	Vorbemerkung	117
5.2.	Glazial- und Periglazialerscheinungen als Klimaindizes	119
5.3.	Jungquartäre Klimaschwankungen in Mexiko	120
5.4.	Die Ursachen der Klimaschwankungen in Mexiko	126
6.	Die Stellung der Vergletscherung der Cordillera Neovolcánica innerhalb der Vergletscherungen der zentral- und südamerikanischen Hochgebirge sowie der Rocky Mountains	131
6.1.	Die eiszeitlichen Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika)	131
6.2.	Spuren einer früheren Vergletscherung in den kolumbianischen und venezolanischen Anden	132
6.3.	Die jungquartäre Vergletscherung der Rocky Mountains	135
7.	Die jungquartäre Klimaentwicklung Mexikos im weltweiten Vergleich . . .	139
8.	Zusammenfassung	144
	Summary	145
	Resumen	147
	Anhang I: Jungquartäre Förderfolgen an dem Malinche-Vulkan und der Sierra Nevada	149
	Literaturanhang	160

1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG DER UNTERSUCHUNGEN

Über die Ergebnisse der Eiszeitforschung in der Neuen Welt liegt eine umfangreiche Literatur vor. Neben den nordamerikanischen Gebieten der pleistozänen Inlandvereisung sind vor allen Dingen die Kordilleren zwischen Alaska und Feuerland Bereiche besonders intensiver Forschungen.

Während der nordamerikanische Kontinent in fast allen Teilen der USA und Kanadas sehr eingehend hinsichtlich seiner Quartärprobleme untersucht worden ist (WRIGHT & FREY 1965; RICHMOND 1970, 1973; KAISER, K. 1966; GRAUL et al. 1966), haben die Anden Südamerikas in ihren verschiedenen Abschnitten eine unterschiedliche glazialgeologische Bearbeitung erfahren. Gebiete besonderer Erforschung hinsichtlich früherer Vereisungsspuren sind die Sierra Nevada de Santa Marta in Kolumbien, die Cordillera Blanca in Peru, der Altiplano von Bolivien und

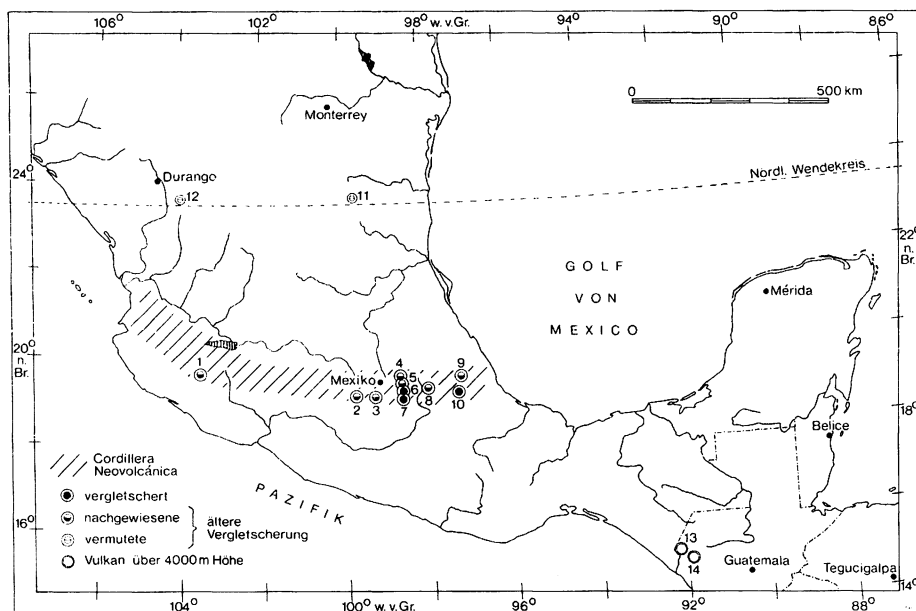


Abb. 1: Übersichtskarte der höchsten Berge Mexikos mit glazialen und periglazialen Erscheinungen. Es bedeuten:

Lámina No. 1: Mapa general con fenómenos glaciales y periglaciales de los volcanes más altos de México. Significa:

- | | |
|---|--|
| 1 = Nevado de Colima, 4 180 m | 8 = Malinche, 4 461 m |
| 2 = Nevado de Toluca (Xinantécatl), 4 690 m | 9 = Cofre de Perote, 4 282 m |
| 3 = Ajusco, 3 952 m | 10 = Pico de Orizaba (Citlaltépetl), 5 675 m |
| 4 = Tláloc, 4 160 m | 11 = Cerro Peña Nevada, 4 056 m |
| 5 = Telapón, 4 200 m | 12 = Bergland von Durango, bis 3 559 m |
| 6 = Iztaccíhuatl, 5 286 m | 13 = Tacaná, 4 064 m |
| 7 = Popocatepetl, 5 452 m | 14 = Tajumulco, 4 210 m |

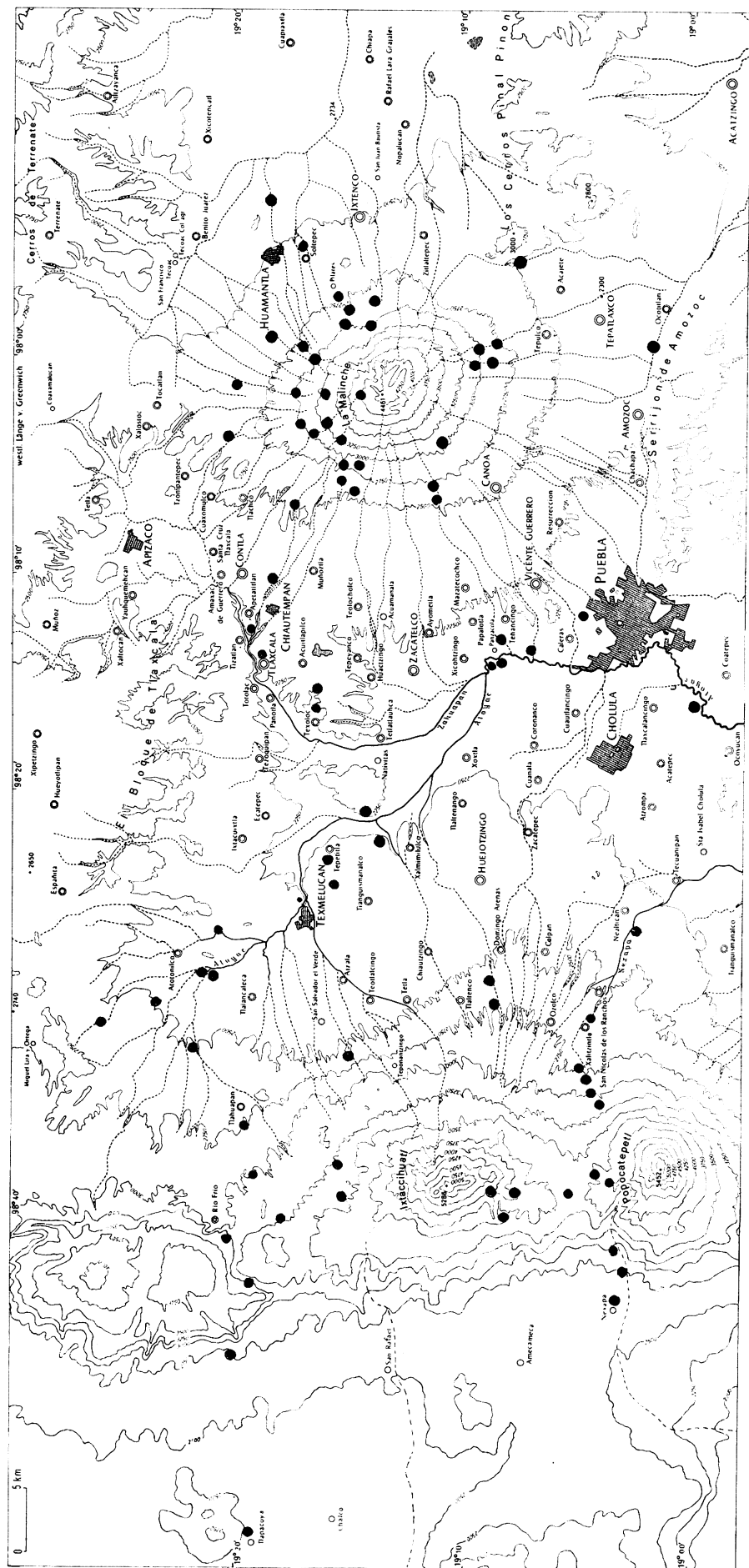


Abb. 2: Lage einiger bedeutender Profile im engeren Arbeitsgebiet.
 Lámina No. 2: Localización de unos perfiles importantes dentro de un perímetro restringido de trabajo.

Peru, schließlich die Anden innerhalb der gemäßigten Zone in Chile und Argentinien, sowie Feuerland (OPPENHEIM 1940; RAASVELDT 1957; WILHELMY 1957; VAN DER HAMMEN & GONZALES 1964; VAN DER HAMMEN 1968; SCHUBERT 1970, 1972; KHOBZI et al. 1973; KINZL 1968, 1970, 1973; CLAPPERTON 1972; TROLL 1928, 1929; KESSLER 1963; HASTENRATH 1971; CALDENIUS 1932; AUER 1956; LAUER 1968; WEISCHET 1958, 1969a, 1970; DOLLFUS 1973; DRESCH 1973; PASKOFF 1971 u. a.).

Aus Mittelamerika, dem Verbindungsglied zwischen den Rocky Mountains und den Anden, liegen nur wenig Beobachtungen über frühere Vergletscherungen vor. In Costa Rica trug das Chirripó-Gebiet eine pleistozäne Vergletscherung (WEYL 1956a + b, 1962, 1965, 1966). In Mexiko fand man Gletscherspuren pleistozänen Alters an den höchsten Vulkanen im Bereich der Sierra Neovolcánica (Abb. 1 u. 2; JAEGER 1926a; DE TERRA 1947; DE TERRA et al. 1949; FARNSWORTH 1957; LORENZO 1962, 1964, 1969a + b; WHITE 1956, 1962a + b). Abgesehen von den Arbeiten von WHITE, die sich mit den Gletscherspuren des Westabhangs der Sierra Nevada (Popocatepetl und Iztaccíhuatl) beschäftigen, gibt es nur vereinzelte Beobachtungen über frühere Vergletscherungen.

Für die Iztaccíhuatl konnte WHITE (1962a + b) mehrere Moränenstaffeln nachweisen (Abb. 17); die Datierung derselben erfolgt aufgrund der Morphologie, des Verwitterungszustandes und der Höhenlage. Die kritische Durchsicht der Ergebnisse WHITEs in bezug auf weitergehende Interpretationen – wie zum Beispiel Aussagen über paläoklimatische Probleme, das genaue Alter der einzelnen Gletschervorstöße, eine mögliche Korrelierung der Moränenstaffeln mit Moränenbildungen der Rocky Mountains – macht deutlich, daß weitere Forschungen notwendig sind, um die Quartärgeschichte Mexikos aufzuhellen.

Aus diesem Grunde wird versucht, neue Kriterien beizubringen, die bei der Lösung der oben angeschnittenen Fragenkomplexe dienlich sein können. Einerseits sollen die höchsten Berge der Sierra Neovolcánica hinsichtlich ihrer Gletscherspuren untersucht werden (Art, Verbreitung bzw. Höhenlage etc.); zum anderen müssen Beweise für eine exakte Datierung der verschiedenen Vereisungsphasen gefunden werden.

In der vorliegenden Arbeit werden daher zunächst die Spuren früherer Vergletscherungen der zentralmexikanischen Vulkane beschrieben; aus ihnen wird der jungquartäre Vergletscherungstyp rekonstruiert. Die Datierung der Vereisungsspuren erfolgt aufgrund tephrochronologischer Untersuchungen, verbunden mit einigen ^{14}C -Altersbestimmungen. Anschließend wird versucht, die jungpleistozäne und holozäne Klimaentwicklung in ihren großen Zügen für das Gebiet der Sierra Neovolcánica darzustellen. Schließlich ist ein weiträumiger Vergleich der einzelnen Vereisungsphasen auf chronostratigraphischer Grundlage vorgesehen, einerseits mit den Rocky Mountains, andererseits – soweit es die Untersuchungen aus Zentral- und Südamerika zulassen – mit den Anden.

2. WAHL DES ARBEITSGEBIETES UND DURCHFÜHRUNG DER UNTERSUCHUNGEN

Die Art der Problemstellung und die Tatsache, daß viele Vulkangebiete keine besonders günstigen Voraussetzungen für tephrochronologische Forschungen bieten, schreiben die Wahl des Arbeitsgebietes vor. Einzig und allein der Malinche-Vulkan hat wegen seiner nach allen Seiten flach abfallenden Hänge, seiner im Jungpleistozän und Holozän aus Parasitärkratern und anderen Eruptionsstellen geförderten Bimse, Aschen und Brekzien, sowie seiner Dimensionen die besten Voraussetzungen für tephrochronologische Untersuchungen. An der Malinche soll also die Stratigraphie erarbeitet werden, die danach an den anderen Vulkanen wiederzusehen ist und – falls erforderlich – abgeändert oder verbessert bzw. ergänzt werden muß. Außerdem liegen von der Malinche Karten- und Luftbildunterlagen vor, die im Rahmen des Puebla-Tlaxcala-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft angefertigt und beschafft worden sind. Auch die Zufahrtswege sind an diesem Vulkan besonders günstig, da die Malinche-Kommission viele neue Forstwege angelegt hat.

Daher wurden die glazialgeologischen und tephrochronologischen Untersuchungen an der Malinche besonders intensiv durchgeführt. Anschließend wurden die Forschungen auf die Sierra Nevada ausgedehnt, sowie auf den Pico de Orizaba und den Nevado de Toluca. Die Beobachtungen an den zuletzt genannten Gebirgen ergänzen die an der Malinche gewonnenen Ergebnisse und gestatten, sie zu einem Gesamtbild zu verknüpfen.

Die Datierung der Gletscherspuren (Rundhöcker, Schcliffe, Moränen) und periglazialen Bildungen (glazifluviale Sedimente, Bändertone, Kryoturbationen, Eiskeile etc.) erfolgte aufgrund ihrer stratigraphischen Lage zueinander, hinsichtlich der verschiedenen vulkanischen Tuff-, Aschen- und Brekzienlagen, sowie in Bezug zu den fossilen Böden. Geologische, geomorphologische und pedologische Beobachtungen, wie Art und Ausbildung der Formen und der Ablagerungen, Verwitterungsgrad des Materials, absolute und relative Höhenlage etc., wurden ebenfalls berücksichtigt. Während die Durchsicht der älteren Literatur nur wenig Hinweise über frühere Vergletscherungen ergab, stellten jedoch die Beobachtungen von WHITE und LORENZO oft wertvolle Ergänzungen der eigenen Forschungen dar.

3. REGIONALER ÜBERBLICK ÜBER DIE SPUREN UND FORMEN FRÜHERER VERGLETSCHERUNGEN

3.1. DER MALINCHE-VULKAN

3.1.1. *Geologisch-geomorphologischer Aufbau*

Mit 4461 m Höhe erhebt sich der Malinche-Vulkan rund 2200 m über die Beckenlandschaften von Puebla-Tlaxcala im Westen und dem abflußlosen Gebiet des El Seco im Osten. Man nimmt an, daß die Malinche eine tertiärzeitliche Vulkanruine ist (TICHY 1968; YARZA 1971), deren Kern aus Andesitgesteinen besteht, die alle Färbungen von tief blauschwarz bis weißgrau und von dunkel rotbraun bis hell rötlichviolett aufweisen können¹. Anstehendes Andesitgestein ist heute nur noch an den schroffen Wänden des Gipfelbereiches (Bild 1 u. 2) sowie in den oberen Teilen

¹ Eine genaue petrographische Bestimmung der Malinche-Festgesteine aufgrund chemischer Analysen etc. ist bisher nicht durchgeführt worden. Die makroskopischen Befunde sowie einige Dünnschliffe verschiedener Malinche-Gesteine zeigen, daß es sich stets um Hornblende-Andesite handelt (Biotit-Augit-Hornblende-Andesite). Die unterschiedliche Färbung wird durch verschiedene Eisenverbindungen in der Hornblende bewirkt. Es sei hier darauf hingewiesen, daß wegen fehlender Gesteinsbestimmungen die Bezeichnung ‚Phänoandesit‘ angebracht wäre, doch wird der Einfachheit halber in der vorliegenden Arbeit lediglich von ‚Andesit‘ gesprochen. Erste chemische Gesteinsanalysen wird WEYL (1974) veröffentlichen; demnach handelt es sich bei den Malinche-Gesteinen um Dacite, Leuco-Quarz-Latit-Andesite und rhyodacitische Ignimbrite (frdl. schr. Mitt. Januar 1974 von Prof. Dr. R. WEYL).



Bild 1: Blick von Osten auf den Malinche-Vulkan.

Foto 1: Vista desde el Oriente al volcán de La Malinche.



Bild 2: Der Gipfel der Malinche von Norden gesehen. Der Aufnahmestandpunkt befindet sich im Bereich der oberen Waldgrenze bei 3 950 m Höhe.

Foto 2: Vista a la cima de La Malinche desde el Norte. El lugar de toma de la fotografía se encuentra en los límites superiores del bosque, a una altura de 3950 mts.

der tief eingeschnittenen Schluchten zu finden. Eine Kalium/Argon-Altersbestimmung eines Malinche-Andesites vom Westhang ergab ein Alter von rund 500 000 Jahren (frdl. mdl. Mitt. MOOSER 1971), das bedeutet, daß auch noch während des Altquartärs die Andesitförderung andauerte.

Die Hänge der Malinche verlaufen unterhalb 3000 m NN in einem schwach konkav geschwungenen Profil; sie sind rings um das andesitische Gebirgsmassiv ausgebildet, wodurch der Vulkan sein charakteristisches Aussehen erhält. Der Umfang der Malinche mißt an den unteren Hängen 134 km (nach YARZA 1971).

Die Geländebeobachtungen haben gezeigt, daß nicht nur die glazialen und periglazialen Ablagerungen eine bestimmte stratigraphische Lage im gesamten Verband der jüngeren Lockersedimente an der Malinche aufweisen, sondern auch die fossilen Böden bzw. Bodenrelikte, die Zeiten längerer Ruhe hinsichtlich der vulkanischen Tätigkeit sowie der Abtragungsprozesse dokumentieren².

Viele dieser stratigraphisch wichtigen Leithorizonte lassen sich rings um den Malinche-Vulkan verfolgen. Ebenfalls günstig für die stratigraphische Einordnung sämtlicher Lockersedimente ist die Tatsache, daß der Malinche-Vulkan keine jungquartären Lavaergüsse an den Flanken aufweist, wie das bei den anderen Vulkanen des mexikanischen Hochlandes der Fall ist. Durch Lavaergüsse nämlich können oft große Teile der Vulkanhänge bedeckt werden, was dazu führt, daß

² Im Anhang I werden die wichtigsten Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen der Lockersedimente der Malinche und der Sierra Nevada zusammenfassend wiedergegeben (vgl. HEINE et al. 1972, 1973; HEIDE-WEISE et al. 1971).

die allgemeine radiale Entwässerung der Vulkane, die zu einer tiefen Schlucht- und Barranca-bildung an den Hängen führt (vergl. HEINE 1971a), in ihrer regelmäßigen Ausbildung gestört wird; die Folge davon ist, daß nicht nur die Barrancas dadurch häufig zu verstärkter Erosion oder Akkumulation angehalten werden, wodurch Diskordanzen in den Schichtfolgen auftreten können, sondern daß darüber hinaus in den Gebieten, die von den Lavadecken eingenommen werden, keine geologischen Aufschlüsse Einblicke in die tieferen Sedimentabfolgen gewähren.

Flachere Hangpartien zeigt die Malinche im Bereich der oberen Waldgrenze bei ca. 3900 bis 4000 m NN und unterhalb rund 3000 m NN. Das Material der Hänge besteht aus Lockersedimenten verschiedenster Art; überwiegend handelt es sich um vulkanische Auswurfmassen der im Bereich der Malinche-Hänge häufig anzutreffenden kleineren Parasitärkrater bzw. Eruptionsstellen, wie Bimstufte, vulkanische Aschen und Brekzien. Daneben werden Glutwolkenabsätze beobachtet, die aber in der Regel keine weite flächenhafte Verbreitung an den Hängen haben, da sie vorwiegend ehemalige Täler bzw. Barrancas ausgefüllt haben. Weiterhin sind die fluvialen Schotter, Kiese und Sande zu den Lockersedimenten zu zählen sowie die glazialen Ablagerungen in den oberen Hangbereichen mit den entsprechenden glazifluvialen Sedimenten weiter hangabwärts. Zu den letztgenannten gehören fluviale Schotter, fluvioglaziale Sande (Sander) und schluffig-tonige Seenablagerungen (Bändertone). Periglazialschutt ist häufig in den höher gelegenen Profilen aufgeschlossen, jedoch meist nur in geringer Mächtigkeit. Besonders im mittleren und unteren Hangbereich sind die sogenannten gelblichbraunen „Toba“-Ablagerungen in der Sedimentabfolge bestimmend; in vielen Fällen handelt es sich dabei um vom Wind transportiertes Tuffmaterial sowie um Staubmassen, die aus den vegetationslosen Gebieten der oberen Vulkanhänge und auch der Fluß-Schotterauen in den Beckengebieten ausgeweht und umgelagert worden sind. Vielfach ist eine Verzahnung dieser „Toba“-Sedimente mit typischen Sedimenten eines Gletschervorstoßes (Moränen, fluvioglaziale Sande etc.) zu beobachten; dadurch wird die Vermutung gestützt, daß hier lößähnliches Material hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen vorliegt (HEINE & SCHÖNHALS 1973).

3.1.2. Gletscherspuren am Malinche-Westhang³

In der Literatur sind bisher nur vereinzelt Gletscherspuren am Malinche-Vulkan erwähnt worden. YARZA (1971) schreibt, daß neben der Malinche auch die Sierra Negra, der Tláloc, der Ajusco, der Nevado de Toluca und der Nevado de Colima Spuren einer früheren Vergletscherung aufweisen, die in Höhen oberhalb 3800 m NN zu finden sind. TICHY (1968) vermutet, daß in der letzten Kaltzeit die Schneegrenze an der Malinche etwa 1000 m tiefer lag, „was durch die Moräne eines Kargletschers am Nordwesthang deutlich wird, die ich dort am 22.5.1963 beobachtete“ (S. 9 f.). STEEN MCINTYRE (o. J., 1968) und MALDE (o. J., 1965, 1968) berichten, daß ein 8000-Jahr-Boden auf Bimslapilli und einer „älteren Moräne“ entwickelt ist. Da sie von einer älteren Moräne sprechen, darf angenommen werden, daß ihnen auch jüngere Moränen bekannt sind; aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich um die von TICHY beobachtete Moräne oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze. LORENZO (1969b) hat in einer Karte zwar die Malinche als ehemals vergletscherten Berg eingezeichnet, doch macht er keine weiteren Angaben über Gletscherspuren.

In der vorliegenden Untersuchung sollen zuerst die Westhänge der Malinche betrachtet werden, weil von dort bereits einige Forschungsergebnisse vorliegen, die von MALDE und STEEN

³ Vgl. dazu die Abbildungen 6 und 7.

McINTYRE erarbeitet wurden. Anhand eines Profils aus der Barranca Xotanacatla oberhalb der Siedlung Mazatecacxo (Abb. 3), sowie den Beobachtungen in der benachbarten Barranca Angastura und der Gipfelregion kommt MALDE zu einer Stratigraphie der vulkanischen Sedimente, die durch glaziale Bildungen und ^{14}C -datierte begrabene Böden gegliedert wird. Es hat sich herausgestellt, daß MALDEs 25 000-Jahr-Boden („black soil on erosion surface 25.000 yrs.“) ein wichtiger Leithorizont nicht nur im gesamten Bereich des Malinche-Vulkans, sondern auch darüber hinaus im Bereich des Beckens von Puebla bis hin zur Sierra Nevada im Westen und bis zum Pico de Orizaba im Osten ist (HEINE et al. 1972). Auch der von MALDE auf rund 8000 Jahre datierte Boden wurde an vielen Stellen wiedergefunden; er darf gleichfalls als Leithorizont angesehen werden. Die fossilen Böden von $17\,650 \pm 550$ Jahren, wie auch derjenige von $17\,350 \pm 550$ Jahren konnten nicht zweifelsfrei wiederaufgefunden werden. Andererseits hat sich gezeigt, daß das Lapilli-Bändchen (V 20 nach MALDEs Bezeichnung) eine bedeutende Rolle bei der Korrelierung verschiedener Profile spielt. Dieses Bimstuff-Band wurde am West-, Süd- und

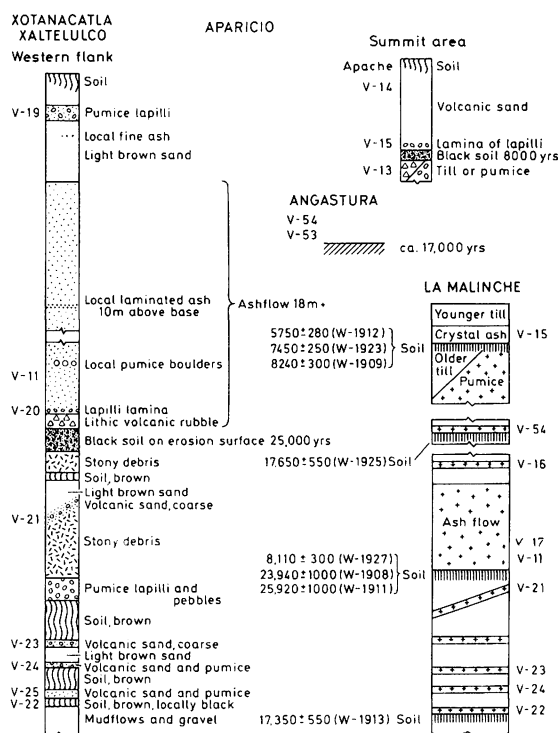


Abb. 3: Stratigraphie der Malinche-Vulkan-Aschen nach H. E. MALDE (o. J.).

Lámina No. 3: Estratigrafía de cenizas volcánicas de La Malinche, según H. E. MALDE (sin fecha).

Osthang der Malinche angetroffen, jedoch nur vereinzelt an den nördlichen Hängen. Durch seine rotgelbe Farbe, die petrographische Zusammensetzung aus Bims und Andesitfragmenten, die oft intensiv rot gefärbt sein können, und seine sedimentologischen Eigenschaften – das Bimsband wird in der Regel an primärer Lagerstätte aufgefunden – kann diese Bimsapilli-Schicht in bestimmten Hangbereichen als wichtigster Leithorizont benutzt werden, zumal an den West-, Süd- und Osthängen der Malinche keine weiteren vulkanischen Lockermassen gefördert worden sind, die die gleichen Eigenschaften zeigen; die Identifizierung dieses Bimsbandes mit Andesit-

fragmenten ist daher im Gelände einwandfrei möglich und gestattet somit eine schnelle Orientierung bei den stratigraphischen Feldarbeiten.

Welche Bedeutung den einzelnen Leithorizonten bei der Korrelierung verschiedener Profile zukommt, zeigt ein Längsschnitt durch die Barranca Xotanacatla zwischen 2740 und 2465 m NN (Abb. 4 = Faltafel nach Seite 178).

In 2740 m NN wird in der Barranca folgende Schichtabfolge angetroffen: Über grobem, zum Teil recht kantigem Geröll befinden sich graue vulkanische Brekzien⁴ aus Bims und Andesit, die im Hangenden von einer gelben vulkanischen Brekzie, ebenfalls aus Bims und Andesit bestehend, jedoch mit einem größeren Anteil an schluffigem Material, abgelöst werden. Eine frühere Schlucht ist von jüngeren fluvialen Barrancasedimenten ausgefüllt worden, bevor sich die rezente Barranca eingeschnitten hat.

Etwas barrancaabwärts befindet sich bei 2730 m NN ein Profil, in dem zum ersten Mal das rotgelbe Bimsband mit Andesitfragmenten (= Leithorizont rB) auftritt. Bei 2715 m NN zeigt ein Anschnitt, daß über einem älteren Relief, das mit einer kräftigen Bodenbildung abschließt, ein feiner, gelblicher umgelagerter Tuff (= „Toba“-Sediment)⁵ und darauf – ebenfalls umge-

⁴ Unter dem Begriff ‚vulkanische Brekzie‘ werden in der vorliegenden Arbeit alle vulkanischen Ablagerungen zusammengefaßt, die aus einem kantigen ± verfestigten Schutt bestehen. Dieser Schutt kann unmittelbar nach einer Eruption und aerischem Transport abgelagert worden sein; in diesem Fall erstreckt sich das Material ein und derselben vulkanischen Brekzie über relativ große Flächen. Der Schutt kann aber auch als Glutwolkenabsatz sedimentiert worden sein; dann ist seine Verbreitung auf eine schmale Hangpartie beschränkt. Weiterhin kann der Schutt als Laharmaterial transportiert und sedimentiert worden sein. Der Begriff ‚Lahar‘ bezeichnet in Indonesien einen vulkanischen Schlammstrom (ROSS et al. 1961). Dieser Ausdruck wird in der Literatur oft für alle vulkanischen Brekzien mit tuffitischer Matrix verwendet (CURTIS 1954), die als eine Einheit angesehen werden können und die ursprünglich durch Wasser und Schwerkraft bewegt worden sind. Lahare können nach Regenfällen infolge von Wasserübersättigung des Schuttes an vulkanischen Hängen oder durch Eruption bei der Existenz eines Kratersees (VAN BEMMELEN 1949) entstehen; auch Glutwolken, die einen Fluß, See oder Schnee- und Eisfelder berühren, können Lahare erzeugen. Laharmaterial befindet sich immer in Tälern.

Alle drei genannten Möglichkeiten der Entstehung von ‚vulkanischer Brekzie‘ kommen in dem Arbeitsgebiet vor. Nur wenn die Entstehung der vulkanischen Brekzie geklärt werden konnte, wurde der vulkanische Schutt genauer charakterisiert. Da oft nur mineralogische Untersuchungen, zumindest aber Dünnschliffpräparate des Schuttmaterials die Genese erkennen lassen, muß vorerst der allgemein gehaltene Ausdruck ‚vulkanische Brekzie‘ benutzt werden, da die entsprechenden speziellen Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind.

⁵ Schluffige, gelblichbraune Sedimente von oft großer Mächtigkeit sind in Zentralmexiko im Bereich der Sierra Neovolcánica weit verbreitet. Sie werden in der vorliegenden Arbeit als „Toba“-Sedimente oder „Toba“-Ablagerungen bezeichnet. Über ihre Entstehung gab es bisher nur Vermutungen; man sah in ihnen primär sedimentierte vulkanische Tuffe, Staubsedimente, die subaerisch akkumuliert wurden, nachdem sie aus vulkanischen Aschenfeldern ausgeblasen worden waren, oder ein lößähnliches Material, dessen Auswehungsgebiet in allen vegetationslosen Flächen zu suchen ist, wie trockengefallene Seen, Schotterfluren und vulkanische Lockerprodukte.

Geologisch-geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen der jungpleistozänen und holozänen Lockersedimente im Bereich des Beckens von Puebla erbrachten Aufschlüsse über die Entstehung der Staubsedimente. Es handelt sich meistens um äolisch umgelagertes vulkanisches Material (Aschen und Bimse), wie die Parallelisierung der lößartigen Ablagerungen mit den vulkanischen Förderprodukten zeigt. Daneben kommen auch häufig – jedoch in der Regel geringmächtiger – lößartige Sedimente vor (vgl. Anhang I), die sich mit typischen glazialen und periglazialen Ablagerungen korrelieren lassen; sie wurden vorwiegend aus vegetationslosen Periglazialgebieten der Vulkangebirge und weiten Schotterfluren ausgeblasen, und zwar einerseits zur Zeit größerer Gletschervorstöße an den höchsten Vulkanen, andererseits während kalter und vermutlich arider, d. h. vegetationsarmer Zeiten. Das Material vieler fossiler Böden an der Malinche stammt zum großen Teil aus dem Bereich der Sierra Nevada und wurde während kühl-trockener Zeiten äolisch umgelagert. Das Alter der lößartigen Bildungen reicht vom Holozän bis weit in das Pleistozän. Einzelne Horizonte können aufgrund stratigraphischer Untersuchungen genau datiert werden. Die Frage, ob diese in Mexiko als „toba“ bezeichneten Sedimente „Löß“ genannt werden können, muß verneint werden, da sie keine an ausgesprochen kaltzeitliche Verhältnisse gebundene Bildungen sind (vgl. HEINE & SCHÖNHALS 1973).

lagert –Material des rB-Leithorizontes zu liegen kommt. Zum Hangenden hin ist wieder die Abfolge der verschiedenen vulkanischen Brekzien zu erkennen.

In rund 2700 m NN ist der fossile Boden als Andosol mit einem intensiv schwarzen, über einen Meter mächtigen A_h -Horizont ausgebildet. Das Ausgangsmaterial für diesen fossilen Boden ist an dieser Stelle Bims, der einige Horizonte mit bis zu über 10 cm dicken Bimsgeröllen aufweist. Über dem fossilen Boden, der auch hier wieder ein schwach gewelltes Relief abschließt und der ein ^{14}C -Alter von 20735 ± 460 (Hv 4245) Jahre B.P. hat, liegen fluviale Gerölle unterschiedlichen Durchmessers, vermischt mit kantigem Schutt. Darin ist ein ca. 32 cm dicker Baumstamm eingeschlossen, dessen ^{14}C -Datierung ein Alter von 12060 ± 165 (Hv 4244) Jahre B.P. ergab. Die Geröll-Lage schließt mit dem rB-Bimsband ab, das kleine Unebenheiten der Geröll-/Schuttoberfläche ausfüllt. Das rB-Band liegt an primärer Lagerstätte. Im Hangenden befinden sich gelbliche vulkanische Bims-Andesit-Brekzien, sowie jüngere Barranca-Schotter (im Profil nicht eingezeichnet), die eine frühere Erosionsrinne verschütteten.

Das nächste Profil zeigt in einer über 4 m langen Scholle, die von der unzugänglichen, höheren Barrancawand herabgerutscht ist, wieder den rB-Leithorizont, der hier aussagt, daß die daneben aufgeschlossenen Schichten aus einer rötlichvioletten vulkanischen Brekzie und einem gräulichen Tuff mit großen, kantigen, mürben Bimsbrocken älter als das rB-Bimsband sein müssen und wahrscheinlich auch älter als der zuvor genannte fossile Boden.

Im Aufschluß bei 2685 m NN befindet sich das rB-Material zusammengeschwemmt und fluvial geschichtet teils über gelblichen „Toba“-Sedimenten, teils über ebenfalls fluvial transportierten und entsprechend sedimentierten grauen vulkanischen Aschensanden. Im Liegenden ist wieder der Andosolboden angeschnitten. Bei 2670 m NN liegt das rB-Bimsband zwischen einem groben Schutt und einer vulkanischen Brekzie von gräulicher Färbung, die große kantige Blöcke aus Andesit enthält. Darüber befinden sich verschiedene vulkanische Auswurfmassen. Bei 2665 m NN schließlich taucht der rB-Leithorizont nicht auf; dadurch ist die Parallelisierung der gelblichen „Toba“-Sedimente mit den entsprechenden Horizonten barrancaaufwärts wie barrancaabwärts nur unter Vorbehalt möglich.

Ein Anschnitt bei 2650 m NN zeigt unter dem rB-Bims ein gelbliches „Toba“-Material, dann den fossilen Andosol, der hier auf einem gelblichen „Toba“-Sediment entwickelt ist, darunter einen weiteren, schwach ausgeprägten fossilen Boden ohne erkennbaren A_h -Horizont über dem B_v -Horizont, der ebenfalls auf gelblichem „Toba“-Material ausgebildet ist. Ganz im Liegenden sind fluviale Barranca-Schotter, -sande und -kiese aufgeschlossen. Das folgende Profil wird durch eine vulkanische Bims- und Andesit-Brekzie charakterisiert, die durch eine Wechsellagerung aus grauen vulkanischen Sanden und weißen Bimsbändchen gegliedert wird und in die verschiedentlich Bimslinsen eingeschaltet sind. Zwischen der Brekzie und dem fossilen Boden befinden sich fluvial geschichtete Schotter.

Bei 2635 m NN liegt das Material des rB-Horizontes direkt auf dem fossilen Boden. Etwas weiter barrancaabwärts kennzeichnet dieser Boden wieder ein früheres Relief. Auf ihm liegt ein bis 1 m mächtiger Schutthorizont, dann folgt der rB-Leithorizont, überlagert von einer vulkanischen Brekzie mit Schotterhorizonten (Bild 3). Unter dem auf geschichteten Bimssanden ausgebildeten Andosolboden (fBo1) sind zwei weitere fossile Böden zu erkennen, die die Bimsablagerungen gliedern. Darunter steht ein Schutt aus Bims und Andesit an. Die große Übereinstimmung dieses Profils mit dem von MALDE (Abb. 3) beschriebenen Profil und die in diesem Aufschluß deutlich erkennbaren Spuren einer fachmännisch durchgeführten Probeentnahme aus verschiedenen Schichten bekräftigen die Vermutung, daß MALDEs Sammelprofil im wesentlichen die hier vorliegende Schichtabfolge wiedergibt. Bei der Korrelierung bestimmter Horizonte

dieses Profils mit dem bei MALDE genannten Profil ergeben sich folgende Zuordnungen: Dem ‚Ashflow‘ entspricht die vulkanische Brekzie über dem rB-Leithorizont, welcher wiederum mit der ‚Lapilli lamina‘ gleichzusetzen ist. Der fossile Andosol fBo1 läßt sich mit dem ‚Black soil on erosion surface 25.000 years B. P.‘ parallelisieren. Während bei der Zuordnung der liegenden Schichten beider Profile Schwierigkeiten auftreten, lassen sich die von MALDE erwähnten Horizonte der ‚Local pumice boulders‘ sowie der ‚Local laminated ash‘ im Bereich des über 18 m mächtigen ‚Ashflow‘ mit den Bimslinsen einerseits und der Asche-Bims-Wechsel-lagerung des Profils bei 2650 m NN andererseits gleichsetzen.

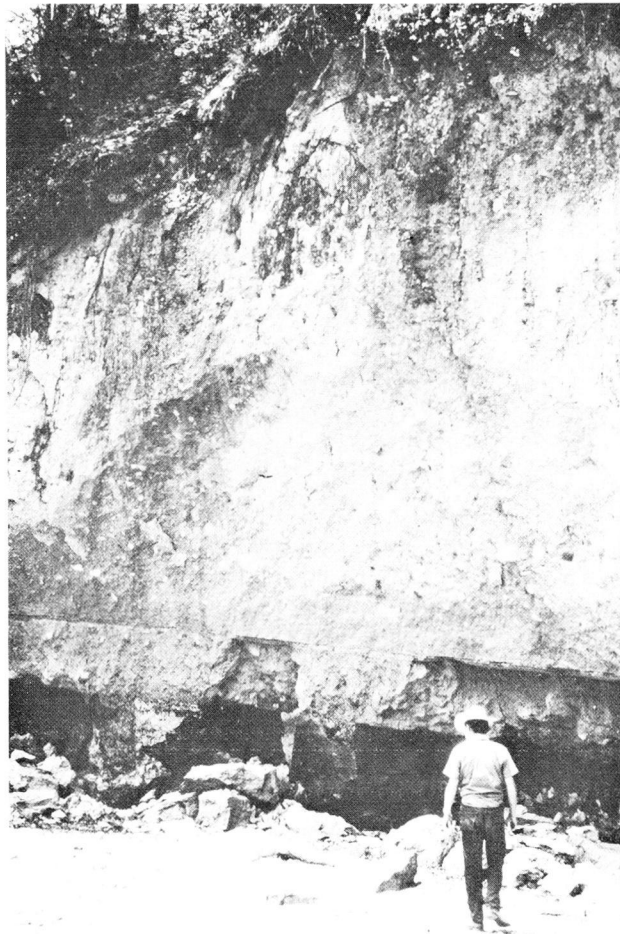


Bild 3: Das Bild zeigt den rechten Teil des Profils bei 2 630 m Höhe der Abbildung 4. Im Liegenden ist der tiefschwarze Andosol (fBo1) zu erkennen, darüber — mit scharfer Grenze abgesetzt — der Schutthorizont (MII), der durch das rB-Band im Hangenden begrenzt wird, das allerdings auf dem Bild nur als markante Grenze in Erscheinung tritt. Darüber befindet sich die vulkanische Brekzie.

Foto 3: En esta foto se muestra la parte derecha del perfil, representado en la lámina No. 4, éste se encuentra a una altura de 2630 mts. En su parte inferior se aprecia el andosol en negro oscuro (fBo1), encima — separado por límites muy definidos — se encuentra el horizonte de debris (M II) colindando en la parte superior con una franja „rB“; pudiéndose, sin embargo, apreciar solamente en la foto una separación muy marcada. Encima se localiza la breccia volcánica.

Die folgenden Ausschnitte bei 2610 und 2580-2575 m NN zeigen die beiden Leithorizonte (rB-Band und fBo1-Boden) teils durch einen Schutthorizont voneinander getrennt, teils direkt einander auflagernd. Bei 2550 m NN schließlich werden diese beiden Horizonte durch eine bis zu 7 m mächtige Schicht aus einem gelblichen, bimsreichen „Toba“-Sediment getrennt, das hangabwärts hinsichtlich der Korngrößen immer feiner und schluffreicher wird. Bei 2530 m NN belegen fluviale Schotter und Sande, die im Hangenden in gelbliches „Toba“-Material überleiten, daß die Bildung der Barranca und die anschließende Verschüttung derselben in einem komplizierten, räumlich wie zeitlich nur schwer zu rekonstruierenden Ablauf erfolgten (HEINE 1971a).

Das Profil bei 2520 m NN ist von besonderer Bedeutung, denn es zeigt zwischen dem rB-Leithorizont und dem fBo1-Boden, der hier nicht mehr als Andosol entwickelt ist, sondern bodentypologisch als Braunerde angesprochen werden kann, ca. 4-6 m mächtige weißlichgelbe „Toba“-Sedimente, die die deutlichen Spuren kryoturbater Verwürgungen zeigen. Die Kryoturbationen sind nur im Hangenden des Materials ausgebildet. Es handelt sich um Würge- oder Taschenboden-artige Erscheinungen; das Material ist merkwürdig miteinander verknetet. Teilweise ist auch Fremdmaterial in Linsen und Schlieren eingepreßt worden.

Das Profil bei 2465 m NN hat bereits große Ähnlichkeit mit den Profilen aus dem Becken von Puebla-Tlaxcala (Abb. 39). Über dem fBo1-Boden befinden sich helle Bimssande, darüber „Toba“-Sedimente, die an vielen Stellen durch eingelagerte Geröllbändchen und Sand- und Schotterlinsen die Spuren einer Umlagerung durch Wasser erkennen lassen. Der rB-Leithorizont ist nicht mehr vorhanden. Er taucht auch barrancaabwärts am Malinche-Hang nicht mehr auf. Vermutlich wurden die rotgelben Bimslapilli mit Andesitfragmenten erodiert.

Eine zusammenfassende Betrachtung der Profilreihe (Abb. 4*) soll sich auf die Hervorhebung einiger Punkte beschränken, die im folgenden bei der Datierung bestimmter Gletscherspuren von Bedeutung sind. Es besteht kein Zweifel, daß der fossile Boden fBo1, der nach MALDE ein Alter von rund 25 000 Jahren B.P. hat, ein altes Relief dokumentiert, das aufgrund seiner morphologischen wie auch pedologischen Ausbildung als hervorragende stratigraphische Markierung zu benutzen ist. Zwischen diesem alten Relief und dem rB-Leithorizont befinden sich stets Ablagerungen (Schutt, Geröll, Schotter, „Toba“-Sedimente), die auf eine Periode verstärkter Abtragung und Umlagerung während eines feuchteren und kälteren Klimaabschnittes hinweisen. Daß die Kryoturbationen in Sedimenten dieses stratigraphischen Komplexes auftreten, ist kein Zufall; sie bezeugen ein wesentlich kälteres und feuchteres Klima vor rund 12 060 Jahren B.P., wie aus der ^{14}C -Datierung der Schotter dieses Schichtkomplexes hervorgeht. Überraschend ist allerdings die geringe absolute Höhenlage von 2520 m, in der die Kryoturbationen auftreten. Bisher sind in Zentralmexiko periglaziale Phänomene in ähnlich tiefer Lage nicht aufgefunden worden. LORENZO (1969a + b) beschreibt Eiskeile und Taschenböden im Bereich der Sierra Nevada an der Autobahn Mexiko-Puebla aus einer Höhe unter 2800 m NN. Sie werden von LORENZO zeitlich einer großen Vergletscherung zugeschrieben, da sich die periglazialen Bedingungen so weit hangabwärts erstreckten, und zwar als korrelierte Bildungen zu den Nexcoalango-Moränen WHITEs (1962a + b), die bis 2750 m NN auf der Westseite der Iztaccíhuatl herabreichen (vgl. Abb. 17). Die Ausführungen weiter unten werden zeigen, daß die oben beschriebenen Kryoturbationen am Malinche-Westhang zeitlich den Nexcoalango-Moränen gleichzusetzen sind.

In der Barranca nördlich des kleinen Kraters Tlaloqua konnten ergänzende Beobachtungen gemacht werden. Bereits unmittelbar oberhalb der Ortschaft Tepeyanco zeigen die senkrechten

* Als Faltafel am Schluß des Buches.

Wände der hier noch sehr breiten Barranca ein Profil mit mächtigen vulkanischen Bimsablagerungen im Liegenden, die in „Toba“-Material übergehen, auf denen ein intensiv braun gefärbter Boden entwickelt ist. Dieser Boden entspricht dem fossilen fBo1-Boden der zuvor genannten Profile. Darüber liegen Bimsbänder; es folgen verschiedene helle umgelagerte Tuffe (Bild 4). Bei 2500 m NN setzt das rB-Bimsband ein. Das Profil zeigt jetzt über den liegenden Bimsbrekzien einen Schutthorizont, auf dem der rB-Leithorizont aufliegt. Verschiedene dünne Bimsbänder und „Toba“-Material, sowie vereinzelte Geröll-Linsen folgen im Hangenden. Im Barrancabett, das in tieferen Lagen keine größeren Gerölle aufweist (Bild 4), befinden sich oberhalb 2500 m NN häufig große Andesitgerölle und auch -blöcke, die dem Schutthorizont unter dem rB-Band entstammen. Bei 2640 m NN wird der Schutthorizont von einem typischen Moränenschutt abgelöst. An dieser Stelle ist ein kleiner, bis zu 4 m hoher Wall ausgebildet



Bild 4: Profil in der Barranca oberhalb Tepeyanco in 2350 m Höhe am Malinche-Westhang. Über mehreren Bimshorizonten, die durch Bänder aus vulkanischem Sand voneinander getrennt sein können und die im Hangenden in „Toba“-Sedimente übergehen, auf denen sich ein mächtiger fossiler Boden gebildet hat (fBo1), befinden sich einige dünne Bimsbänder. Die hangenden Schichten werden von umgelagerten hellen Tuffen gebildet, denen häufig Geröll-Linsen und -bänder zwischengeschaltet sind. Das an der Wand herabrinnende Regenwasser hat die schluffigen Bestandteile der hangenden Schichten zum Teil ausgewaschen und als dünnen Überzug an der senkrechten Wand wieder abgesetzt. In der Bildmitte erfolgt aktive Abtragung in Form eines schaligen Abplatzens, was zu einer parallelen Rückverlegung führt, die unter Beibehaltung der Steilheit der Barrancawand erfolgt.

Foto 4: Perfil de la barranca situada más allá de Tepeyanco a 2350 mts. de alt., en la falda occidental de La Malinche. Sobre varios horizontes de pómez, que pueden estar separados por capas consistentes de arena volcánica, convirtiéndose en su parte superior en sedimentos de „toba“, se ha formado un suelo importante fósil (fBo1) y sobre éste hay capas delgadas de pómez. Las capas superiores consistentes de tobas claras dislocadas frecuentemente están intercaladas por guijarros. El reguero de agua de lluvia ha derrubiado parcialmente la capa superior de polvo (toba), que se volvió a depositar como un revestimiento delgado sobre la pared vertical. En el centro de la foto se observa una ablación activa en forma de desprendimientos de capas delgadas, conduciendo a una formación paralela inversa, que se produce observando el mismo declive empinado de la pared de la barranca.

(Abb. 5), der die alte Eisrandlage anzeigt. Das Moränenmaterial wird von dem rB-Bims bedeckt. Es liegt in derselben stratigraphischen Position wie die Kryoturbationen in der Barranca Xotanacatla in rund 2520 m NN. Das Moränenmaterial ist nur in einer Barranca aufgeschlossen; die benachbarten Schluchten zeigen in gleicher stratigraphischer Lage entweder einen kantigen Schutt oder aber eine Auflagerung des rB-Bimses unmittelbar auf dem fBo1-Boden. Daraus ist zu schließen, daß eine äußerst schmale, nur für kurze Zeit weit talwärts vorgerückte Gletscherzunge die Moränenbildungen hinterlassen hat.

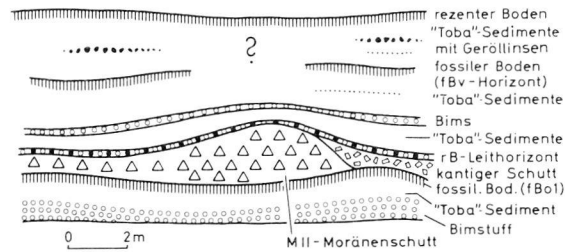


Abb. 5: Profil in 2 640 m Höhe oberhalb Tepeyanco. Erklärungen im Text.

Lámina No. 5: Perfil de la región más allá de Tepeyanco a 2640 mts. de alt. Según explicaciones del texto.

Während der rB-Leithorizont barrancaaufwärts fast durchlaufend an den steilen Wänden zu verfolgen ist (Bild 5), wechselt die petrographische Beschaffenheit der Schichten über und unter dem rB-Bimsband häufig. In 2920 m NN sind zwei interessante Profile aufgeschlossen (Abb. 6*,

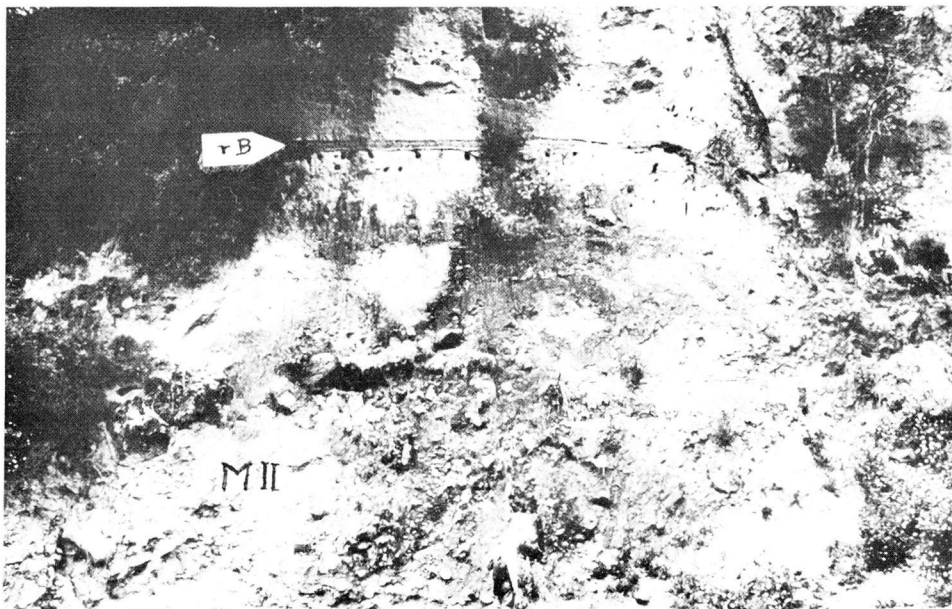


Bild 5: Profil in der Barranca oberhalb Tepeyanco in rund 2 800 m Höhe. Im Liegenden MII-Moränenschutt, darüber vulkanische Breckie mit dem rB-Bimsband. In der Bildmitte vorn eine Person als Maßstab.

Foto 5: Perfil de la barranca situada más allá de Tepeyanco en aprox. 2800 mts. de alt. En la parte inferior la till morrénica de la morrena M II, encima breccia volcánica con el horizonte de pómez „rB“. En el centro una persona como punto de referencia en proporción.

* Als Falttafel am Schluß des Buches.

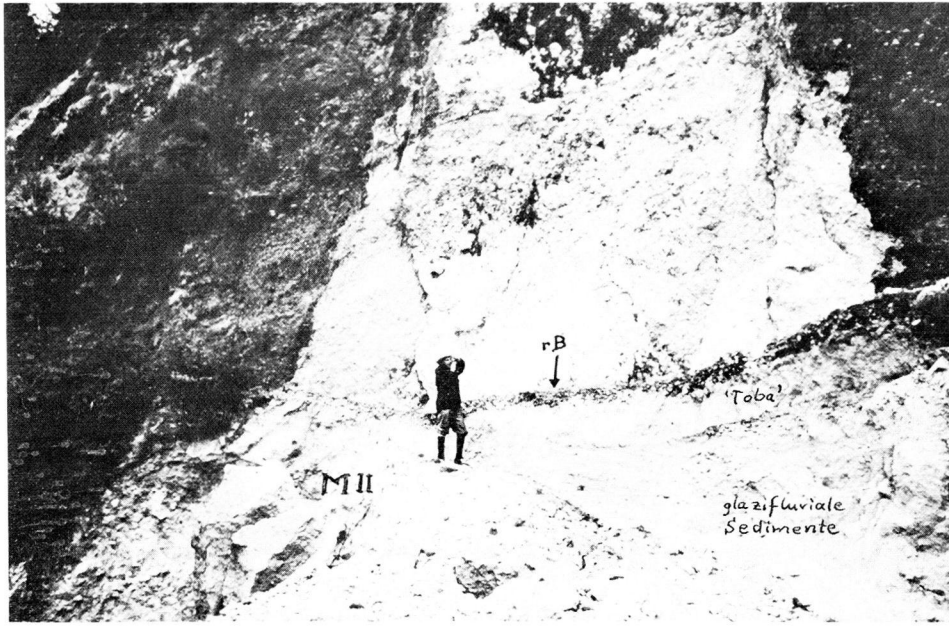


Bild 6: Der rB-Leithorizont wird in diesem Profil in 2 920 m Höhe am Malinche-Westhang aus Bimslapilli und Andesitfragmenten gebildet, die von rotgelben bis rostroten Eisen- und Manganoxydhäutchen überzogen werden. Unter dem rB-Band befindet sich ein Horizont aus vulkanischer Brekzie, der im oberen Teil „Toba“-Material enthält. Glazifluviale Sedimente sind im Liegenden angeschnitten. Das MII-Moränenmaterial befindet sich darunter.

Foto 6: El horizonte rB-guía, situado a la altura de 2920 mts. en la falda occidental de La Malinche, está formado en este perfil de lapilli de pómez y de fragmentos de andesita que están recubiertos por capas de rojo-amarillo al rojo-oxidado, de óxido de hierro y de manganeso. Debajo del horizonte de pómez „rB“ se localiza un horizonte de breccia volcánica que contiene en su parte superior material „toba“. De los sedimentos fluvioglaciales se hizo un corte, partiendo desde la parte inferior. El material de la morrena M II se localiza debajo de éstos últimos.

Nr. 19 u. 20). Hier ist die Schlucht in das Material der zuvor genannten Vergletscherung (sie wird im folgenden MII genannt)⁶ eingeschnitten. Die Moränen im Liegenden haben ein Relief aus vielen kleinen, oft nur einige Meter hohen Kuppen gebildet, das teils von „Toba“-Sedimenten, teils von glazifluvialen Sanden und Kiesen bedeckt wird. Die Grenze zwischen dem Moränenschutt und den hangenden Schichten kann oft kryoturbat verwürgt sein. Darauf liegt das rB-Bimsband, das an dieser Stelle sehr grob – die Bimsgerölle haben Durchmesser bis maximal 7 cm – und durch andesithaltige Bimstufte zweigeteilt (Bild 5) sein kann. Das Profil setzt sich im Hangenden mit andesitreichen Bimstufte fort, die durch eine Wechsellagerung aus vulkanischer Asche und Bimslapilli gegliedert werden. Diese Asche-Bims-Asche-Bims-Abfolge wurde bereits aus der Barranca Xotanacatla beschrieben (Profil in 2650 m NN). Über den andesithaltigen Bimstufte befindet sich eine 4-8 m mächtige Schicht aus Moränenschutt, dann folgen eine dünne Lage Bimslapilli, einige Dezimeter „Toba“-Sedimente, eine geringmächtige Lage vulkanischer Aschen und abermals Moränenschutt. 2-4 m des obersten Moränenmaterials sind aufgeschlossen. Die Unzugänglichkeit der steilen Wand erlaubt nicht die genaue Aufnahme

⁶ MI, MII, MIII 1, MIII 2, MIV und MV sind stratigraphische Bezeichnungen. MI-Moränen sind die ältesten, MV-Moränen die jüngsten Bildungen.

der im Hangenden folgenden Schichten, die mit einer vulkanischen Brekzie aus Bims und Andesit und bims haltigen Aschen enden.

Neben dem MII-Moränenschutt sind in diesem Profil zwei weitere Moränen aufgeschlossen (MIII 1 und MIII 2), die zwei getrennte Gletschervorstöße charakterisieren, die aufgrund ihrer stratigraphischen Lage jünger als die MII-Moränen sein müssen. In der Barranca selbst konnten Aufschlüsse der MIII-Endmoränen nicht aufgefunden werden; das erste Einsetzen des MIII-Moränenmaterials in den Barranca-Profilen jedoch – verbunden mit den morphologischen Verhältnissen im Bereich des Tlaloqua-Kraters – gestatten die Bestimmung der MIII-Endmoränen im Gelände. Danach reichte der erste Vorstoß der MIII-Gletscher etwas weiter hangabwärts (bis rund 2880 m NN) als der darauf folgende zweite Vorstoß, dessen Endmoränen um 2900 m NN zu finden sind.

Zwei Profile, die in einer Barranca südwestlich des Tlaloqua-Kraters aufgenommen wurden, ergänzen die bisherigen Beobachtungen. In 2900 m NN (Abb. 6, Nr. 21) befinden sich im Liegenden die Schuttmassen der MIII 1-Vergletscherung. In dieses Material kryoturbat eingewürgt sind Bimssande, auf denen ein schwacher Andosol entwickelt ist. Die Bimssande sind nur einige Dezimeter mächtig; der A_h-Horizont des fossilen Andosolbodens erreicht eine Mächtigkeit von 10 bis 25 cm. Darüber befinden sich 6-8 m glazifluviale Sande, Kiese und Schotter, die im Hangenden in „Toba“-Sedimente übergehen. Eine schwache fossile Bodenbildung begrenzt die intensiv braun gefärbten „Toba“-Schichten. Darauf lagern vulkanische Sande. Etwas weiter barrancaaufwärts zeigt ein Profil in ca. 2910 m NN (Abb. 6, Nr. 22) folgende Schichtabfolge vom Liegenden zum Hangenden: MIII-Moränenschutt des ersten Vorstoßes, weiße Bimssande bis zu 1 m mächtig werdend, darüber der fossile Andosol, dann eine zweite Moräne (MIII 2), deren Material im Hangenden in glazifluviale Sande überleitet, die wiederum in „Toba“-Sedimente übergehen, die hier allerdings wesentlich geringmächtiger ausgebildet sind als in dem Profil Nr. 21. Eine Bodenbildung, überlagert von jungen hellen vulkanischen Sanden, schließt das Profil ab.

Die beiden Profile zeigen, daß auch hier der zweite Vorstoß der MIII-Vergletscherung bis ca. 2900 m NN gereicht haben muß. Endmoränenwälle sind nur undeutlich unter der mächtigen Bedeckung aus jungen vulkanischen Lockerprodukten zu erkennen. Dort, wo die MIII 2-Moränen bereits durch glazifluviale Sedimente ersetzt worden sind, belegen Aufschlüsse in der Schlucht, daß der erste Vorstoß der MIII-Vergletscherung unterhalb 2900 m NN lediglich schmale Gletscherzungen ausgebildet hatte, denn oft ist der MIII 1-Moränenschutt nur auf einer Barrancaseite anzutreffen, während die andere Wand aus ungegliederten vulkanischen Brekzien besteht, in die ein schmales Erosionstal eingeschnitten war, das von der MIII 1-Gletscherzunge ausgefüllt werden konnte. Das talwärtige Ende der MIII 2-Gletscher liegt bei ca. 2875 m NN.

In dem Profil in 2910 m NN befinden sich zuweilen zwischen den Bimssanden und dem fossilen Andosol, welche die beiden MIII-Gletschervorstöße trennen, Linsen aus zusammengeschwemmtem Sand. In einer dieser Linsen wurden die Reste mehrerer Laubbaumblätter gefunden, die W. BOEGE (frdl. mdl. Mitt.) als Blätter von *Buddleia nitida* und *Buddleia wrightii* identifizieren konnte. Dieser Fund deutet auf Strauchwuchs an der Malinche in rund 2900 m NN während der Zeit des Gletscherrückzugs zwischen dem MIII 1- und dem MIII 2-Vorstoß hin. Auch die Ausbildung des geringmächtigen Andosolbodens auf den Bimssanden läßt erkennen, daß eine gewisse Zeitspanne beide einzelnen Vorstöße trennt.

Interessant für die Rekonstruktion des Ablaufes der MIII-Vergletscherung ist der Nachweis, wie weit sich die Zweiteilung der MIII-Moränen, die auch an anderen Hängen der Malinche sowie der Sierra Nevada (s. u.) nachgewiesen wird, hangaufwärts verfolgen läßt, um somit

Anhaltspunkte für das Ausmaß des Gletscherrückzuges zu gewinnen. Ein Profil oberhalb des Kraters Tlaloqua in 3400 m NN (Abb. 6, Nr. 23) läßt wieder die Zweiteilung dieser Vergletscherungsphase erkennen. An dieser Stelle sind die Bimslapilli zwischen den MIII 1-Moränen und den Schottern, die die MIII 2-Vergletscherung verkörpern, 2-3 m mächtig. Sie müssen ihre Ausbruchsstelle ganz in der Nähe gehabt haben, denn auch die Größe der einzelnen Lapilli hat gegenüber den zuvor genannten Aufschlüssen zugenommen. Gleichzeitig lassen die MIII 2-Schotter erkennen, daß die entsprechende Vergletscherung in 3400 m NN nur schmale Talgletscher ausgebildet hatte, die seitlich von korrelierten fluvialen Ablagerungen umgeben sein konnten.

Der Schutt der untersten MII-Moräne ist über 10 m aufgeschlossen; er hat eine noch größere Mächtigkeit und füllt die ehemaligen Täler aus. Das Material der jüngeren MIII 1-Moräne darüber ist nicht mehr so mächtig, denn es liegt gleichsam als Grundmoränenschleier über dem bereits eingeebneten Relief. Im Hangenden über den MIII 2-Geröllen zeigt das Profil mehrere Lagen aus vulkanischen Bimsen und Aschen, deren Förderstelle nicht weit entfernt sein kann, da die Schichten nur hier in entsprechender Mächtigkeit ausgebildet sind. Vermutlich war der Krater Tlaloqua der Eruptionsort der Bims- und Aschenlagen.

Im gesamten Hangbereich der Malinche zwischen dem Aufschluß in 3400 m NN beim Tlaloqua-Krater und der rezenten oberen Waldgrenze in rund 3850-3900 m NN wurden keine Aufschlüsse mehr gefunden, die Einblicke in die Schichtabfolge unter dem MIII 2-Moränenmaterial erlauben. In dem genannten Hangbereich befinden sich in der Regel jüngere vulkanische Bimse und Aschen an der Oberfläche, unterlagert von einem fossilen, oft recht mächtigen Andosol, der sich auf Bimslapilli entwickelt hat. Diese Bodenbildung hat an den Stellen, wo keine Bimssande, sondern das MIII 2-Moränenmaterial die frühere Oberfläche bildete, auch einen fossilen Boden auf dem Moränenschutt hinterlassen. MALDE (o. J.) hat diese fossilen Böden datiert. In der Gipfelregion der Malinche (Abb. 3) ergibt die ^{14}C -Datierung eines fossilen Bodens auf MIII-Moränenschutt ein Alter von 8240 ± 300 Jahre B.P.; die Datierung des gleichen Bodens auf Bims ca. 500 m unterhalb der oberen Waldgrenze ergibt das Alter von 7450 ± 250 Jahre B.P.; im Bereich der Waldgrenze hat der fossile Boden auf Bims ein Alter von 5750 ± 280 Jahre B.P. MALDE spricht im Zusammenhang mit dem oben erwähnten Boden von einem 8000-Jahr-Boden. Damit ist das minimale Alter der MIII-Vergletscherung ermittelt. Das maximale Alter kann auf 12 060 Jahre B.P. angesetzt werden, wie aus der tephrochronologischen Bearbeitung der Sedimente hervorgeht (Abb. 6, Nr. 16 bis 23).

Zusätzliche Datierungshilfen für die MIII-Vergletscherung bieten Beobachtungen, die im und am Rande des Kraters Tlaloqua gemacht wurden. Der Krater ist jünger als die MII-Moränen, denn er durchschlägt das Moränenmaterial. Im Krater selbst muß früher ein Kratersee existiert haben; das schmierig-klebrige Material einer pollenreichen Mudde konnte erbohrt werden. Eine Pollenanalyse⁷, die Herr Dr. D. OHNGEMACH (Kiel) freundlicherweise durchführte,

⁷ Aus einem Brief von Herrn Dr. D. OHNGEMACH vom 3.8.1972: „Nähere Angaben über das Alter der Probe können allerdings von pollenanalytischer Seite aus auch nicht gemacht werden, da eben die wichtigste Voraussetzung, nämlich ein durchgehendes Pollendiagramm über den in Frage kommenden Zeitraum, in das sich dann einzelne Proben unter Umständen einordnen lassen, noch nicht gegeben ist. Der Baumpollenanteil setzt sich aus 80-84 % Kiefernpollen, 10-12 % Eichenpollen, 5-8 % Erlenpollen und ganz geringen Anteilen einiger anderer Baumarten (Liquidambar, Buche) zusammen. Die Fichte ist überhaupt nicht vertreten, was mit Ihrer Vermutung, daß das Material nicht älter als 10-15000 Jahre ist, zusammenpaßt. Denn ich habe in Jalapasquillo (Ostrand des Beckens von Oriental) die Fichte in Ablagerungen, die älter als 15 000 Jahre sind, regelmäßig angetroffen, während sie in jüngeren fast vollständig fehlte. Ähnliche Feststellungen machte ein mexikanischer Kollege hinsichtlich des Fichtenvorkommens in der Sierra Nevada . . .“ (vgl. auch: OHNGEMACH 1973).

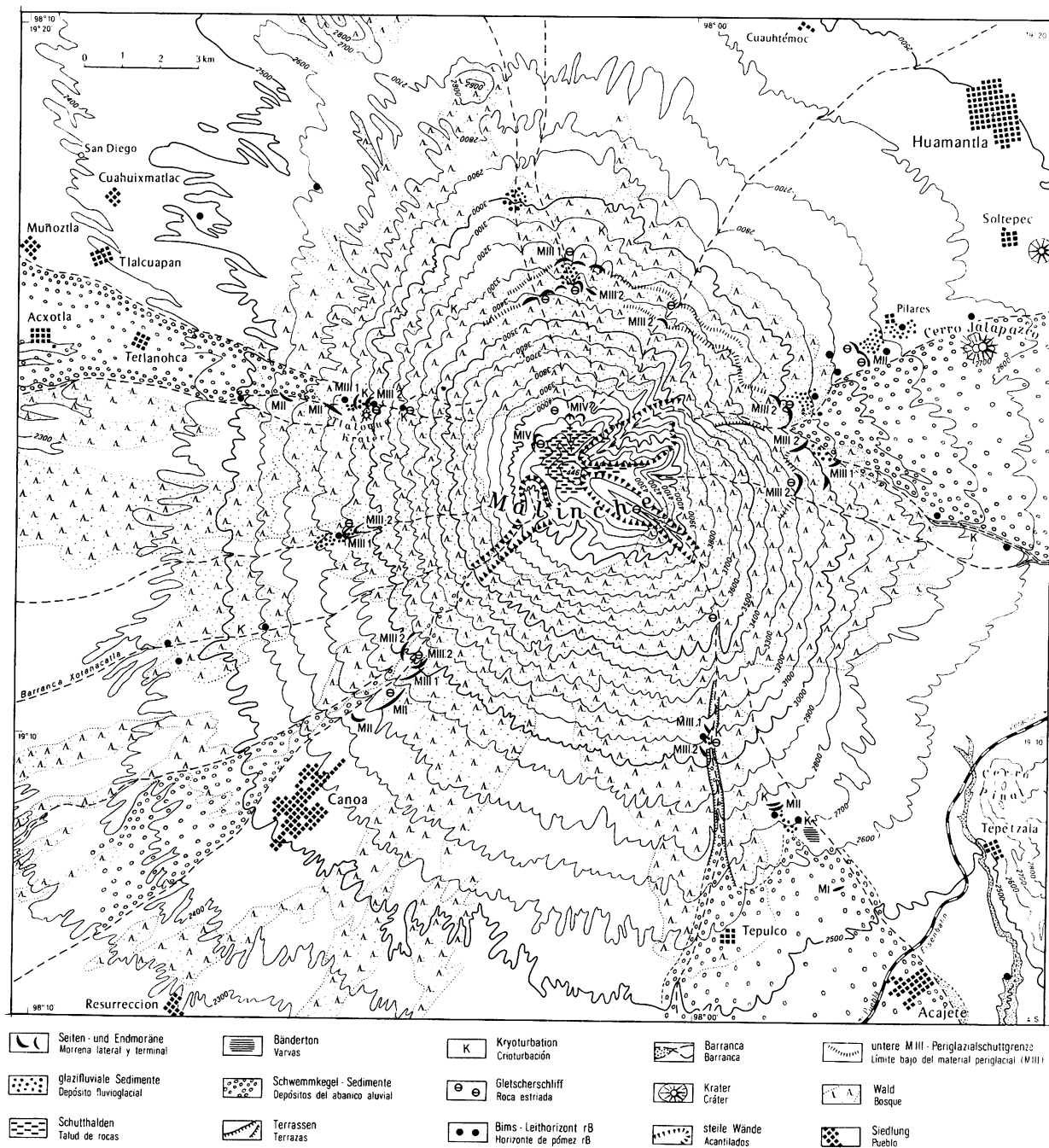


Abb. 7: Glazialmorphologische Skizze des Malinche-Vulkans. Topographie nach: Secretaria de la Defensa Nacional, Blatt Puebla 14 Q-h (6) und Blatt Huamantla 14 Q-i (4).

Lámina No. 7: Croquis de la morfología glacial del volcán La Malinche. Topografía según: La Secretaría de la Defensa Nacional, hoja Puebla 14 Q—h (6) y hoja Huamantla 14 Q—i (4).

scheint den ^{14}C -Datierungen der fossilen Böden und des Baumstammes aus der Barranca Xotanacatla nicht zu widersprechen, die alle auf eine sehr junge Vergletscherung der Malinche hinweisen, eine Vergletscherung, die in das ausgehende Pleistozän fällt.

Jüngst konnte Herr Dr. D. OHNGEMACH zwei neubearbeitete Pollenprofile aus dem Tlaloqua-Krater vorlegen (frdl. mdl. Mitt. vom 11. 11. 1974). Aus den Profilen geht hervor, daß über einem Schutt zuerst Sedimente in dem Krater zur Ablagerung kamen, deren Polleninhalte eindeutig anzeigt, daß sich der Krater über der damaligen oberen Waldgrenze befand. Ein plötzlicher Anstieg der Baumpollen in den Kraterablagerungen wird mit der Pleistozän/Holozän-Grenze in Verbindung gebracht, deren Alter aufgrund der Pollendiagramm-Auswertungen sowie einer ^{14}C -Bestimmung auf ca. 9000 Jahre B.P. geschätzt wird. Vor mehr als 9000 Jahren muß die obere Waldgrenze ca. 1000 m tiefer gelegen haben. Die Kratersedimente, die einen Teil der MIII-Vergletscherungszeit sowie das nachfolgende Holozän repräsentieren, bestätigen durch ihren Polleninhalte einerseits das relativ junge Alter des Kraters, andererseits das noch jüngere Alter der MIII-Vergletscherung.

Am Malinche-Westhang konnten die MII- und MIII-Moränen außer an den bisher beschriebenen Stellen nur noch oberhalb der Ortschaft Canoa wiedergefunden werden. Hier existiert eine mehrere 100 m tief eingeschnittene Schlucht in dem anstehenden Andesitgestein des Gipfelmassivs, die sich als breite, U-förmige Barranca talwärts fortsetzt; oberhalb von Canoa schließt sich an diese Barranca ein Schwemmkegel aus fluvialen Sedimenten an (Abb. 7).

Bei etwa 2730 m NN befinden sich oberhalb von Canoa einige kleine mit Kiefern bewachsene Hügel von 10-15 m Höhe. Sie haben eine geringmächtige Bedeckung mit gelblichen „Toba“-

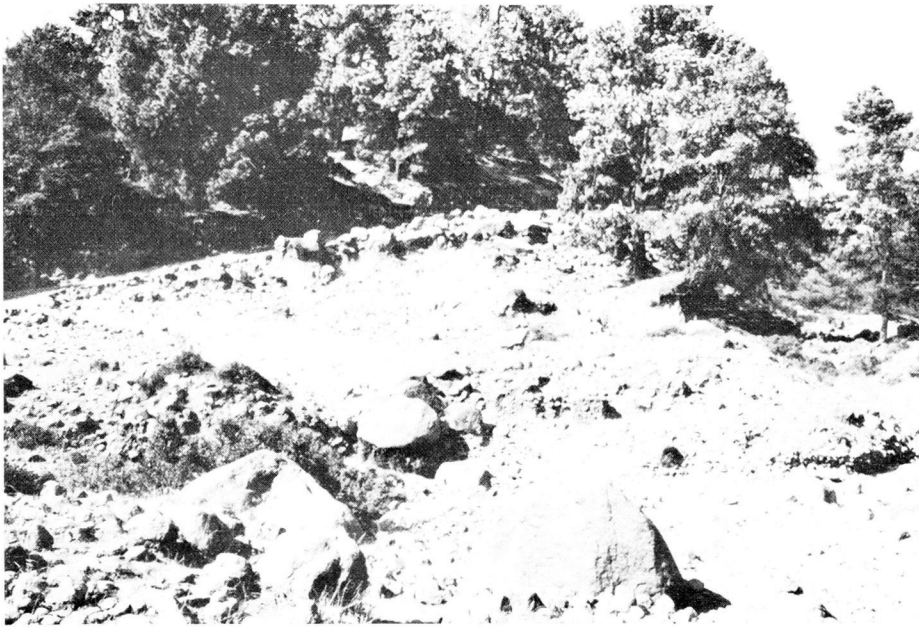


Bild 7: Das Bild zeigt im Hintergrund einen mit Kiefern bewachsenen MII-Endmoränenwall oberhalb Canoa in rund 2730 m Höhe. Im Vordergrund erkennt man im Barrancabett Anhäufungen großer, zum Teil polierter Blöcke.

Foto 7: En el fondo de esta foto se muestra una loma de morrena terminal con pinos (MII), situada más allá de Canoa en 2730 mts. de altura. En el primer plano se aprecia en el lecho de una barranca, amontonamientos de bloques con facetas.

Sedimenten. Die Hügel sind überall mit großen Blöcken bedeckt. Die Barranca, die diese Hügel quert, hat das Feinmaterial ausgewaschen, so daß im Barrancabett eine Ansammlung großer, bis 1,5 m dicker Gesteinsblöcke zu finden ist. Die Blöcke zeigen manchmal geglättete und polierte Flächen und in seltenen Fällen auch die Spuren von Gletscherschrammen (Bild 7). Es besteht kein Zweifel, daß es sich hier um Endmoränen handelt. Aufgrund der absoluten Höhenlage der Moränenwälle sowie der Bedeckung mit „Toba“-Material müssen diese Moränen den MII-Moränen der zuvor besprochenen Profile zugeordnet werden.

Etwas weiter hangaufwärts befinden sich einige kleine langgestreckte Hügel, die an der Oberfläche häufig große Andesitblöcke aufweisen; sie werden ebenfalls als Moränen der MII-Vergletscherung angesehen, denn die Blöcke weisen oft Kritzen und abgeschliffene Flächen auf.

Bei 2880 m NN ist die äußerste MIII-Moräne zu finden. Es handelt sich um Ablagerungen des ersten Vorstoßes der MIII-Vergletscherung, die hier einige Moränenwälle bilden, die heute als kleine Hügel auf dem sanft abfallenden Hang in Erscheinung treten, die aber morphologisch frischere Formen zeigen als die Moränen der MII-Vergletscherung. Häufig liegen an der Oberfläche der MIII 1-Moränen große Andesitblöcke mit geglätteten und polierten Flächen; nicht selten sind auch gekritzte Blöcke zu beobachten. Die für die MII-Moränen typische Überdeckung mit „Toba“-Sedimenten fehlt den MIII-Moränen.

Der zweite Vorstoß der MIII-Gletscher reichte oberhalb von Canoa bis etwa 3000 m NN. Zu beiden Seiten des Barrancatales sind die Moränenwälle von einigen Zehnermetern Höhe deutlich im Gelände zu erkennen. Oberhalb der Endmoränen befinden sich auf der Südseite der Barranca sogar niedrige Seitenmoränen. Die Aufschlußverhältnisse sind schlecht, doch lassen allein die morphologischen Beobachtungen und die gute Übereinstimmung der Moränenabfolge mit den Profilen und Befunden in den bereits beschriebenen Barrancas eine Zuordnung der Moränen zu den genannten Vergletscherungen zu. Der glaziale Formenschatz beschränkt sich in der zuletzt genannten Barranca nicht allein auf verschiedene Moränen, sondern oberhalb 3000 m NN zeigt die Barranca ein tiefes und breites U-förmiges Tal, dessen Ausgestaltung nur unter Mitwirkung von Gletschereis vor sich gegangen sein kann. Die rezente wie auch subrezente Abtragung beschränkt sich auf eine geringfügige Erosion der die Barrancasohle bedeckenden Schotter, während die Seitenwände keine Spuren einer aktiven Abtragung und damit Zurückverlegung aufweisen, wie das in allen ehemals nicht vergletscherten Barrancas der Fall ist.

3.1.3. Gletscherspuren am Malinche-Südhang

In südlicher Richtung verläßt eine tief eingeschnittene Schlucht das Gipfelmassiv der Malinche. In einer Höhe von ca. 3800 m NN biegt die Schlucht nach Süden um (vgl. Abb. 7). Oberhalb des Ortes Tepulco verliert die Schlucht an Tiefe und leitet in einen breiten, sanft gegen die Niederung von Amozoc-Tepeaca abfallenden Schwemmkegel aus fluvialen Schottern und Sanden über. Aufgrund der Untersuchungsergebnisse am Malinche-Westhang ist zu vermuten, daß auch dieses breite und oberhalb 3000 m NN U-förmig ausgestaltete Tal die Spuren einer früheren Vergletscherung aufweist. Verschiedene kleinere Hügel und Unebenheiten in Hangbereichen um 3000 m NN sowie in Höhen bei 2700 m NN lassen auf Moränenwälle unter einer Bedeckung aus jüngeren vulkanischen und äolisch wie fluvial sedimentierten Ablagerungen schließen. Da die große Schlucht keine rezente aktive Abtragung an den Seitenwänden zeigt – die gleichen Verhältnisse wurden von der Barranca oberhalb Canoa beschrieben –, sind frische Anschnitte der jungpleistozänen und holozänen Sedimente äußerst selten.

In 2860 m NN wurde an einer Steilwand der Barranca eine Schichtabfolge aus vulkanischen Brekzien, „Toba“-Sedimenten, Bimslapilli, vulkanischen Aschen und Sanden und fossilen Böden gefunden; Kryoturbationen sind hier typisch für einen Horizont aus feinem „Toba“-Material. Die Sedimente sind in einem ca. 40 cm breiten Streifen im Hangenden stark verwürgt und verknetet. Es ist auffällig, daß der Aufschluß weder glaziale noch periglaziale Ablagerungen – wie Moränen oder Hangschutt – aufweist. Auch glazifluviale Sedimente fehlen.

In 3120 m NN war in einem kleinen Nebental folgendes Profil aufgeschlossen (Abb. 6, Nr. 25): Unter einem mehrere Meter mächtigen und durch ein unterschiedlich dickes Bimsband gegliederten fossilen Andosol befindet sich ein Moränenschutt, dessen Mächtigkeit nicht ermittelt werden konnte. Über dem Andosol liegen verschiedene dünne Schichten aus einem rotbraunen Schluff, einem feinen Sand, einem sandigen Bims und einem rotgelben Bims mit Andesitfragmenten, der sofort als rB-Leithorizont identifiziert werden kann. Darüber liegen etwa 3 m

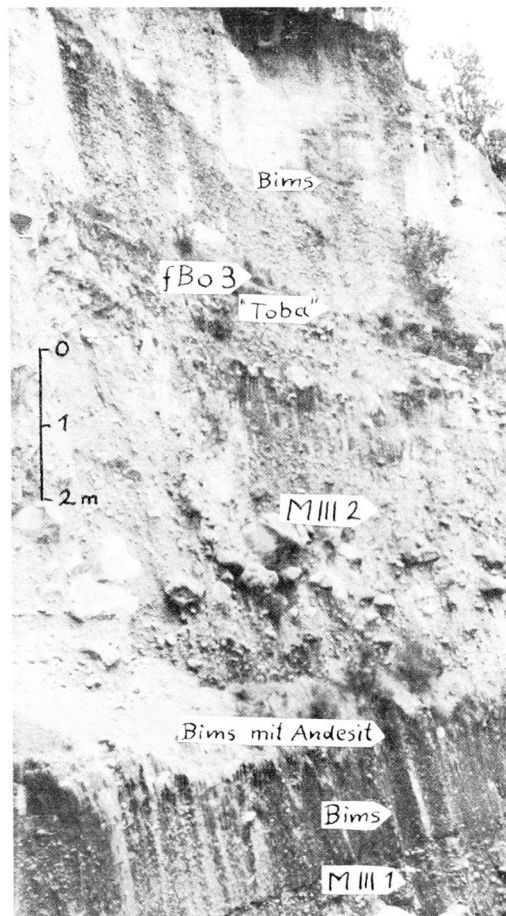


Bild 8: Das Profil zeigt eine Abfolge von Moränenschutthorizonten, die durch vulkanische Sedimente, „Toba“-Ablagerungen und fossile Böden gegliedert werden. Der mittlere Horizont aus Moränenschutt (M III 2) ist hier etwa 8 m mächtig. Weiter rechts wird das Material durch glazifluviale Sedimente abgelöst.

Foto 8: En el perfil se distingue una secuencia de horizontes de till morrénico, que se dividen en sedimentos volcánicos, sedimentos de „toba“ y suelos fósiles. El horizonte medio de till morrénico (M III 2) mide en esta parte aprox. 8 mts. Más a la derecha este material es substituído por depósitos fluvio-glaciales.

Moränenschutt, dann folgt eine 1 m dicke Schicht aus einer vulkanischen Brekzie mit bis zu 2-4 cm großen Andesitbröckchen; auf ihr ist ein fossiler Boden entwickelt. Das Profil setzt sich fort mit bis zu 14 m mächtigen Moränenablagerungen (Bild 8), die an der östlichen, d. h. barranca-wärtigen Seite in glazifluviale Sande und Kiese überleiten. Ein 30 cm dickes Band aus feinen, weißen, geschichteten Bimslapilli trennt das Moränenmaterial im Hangenden von ca. 2,5 m dicken Bimsablagerungen, die hellgelblich gefärbt und mit bis zu 10 cm großen eckigen Andesitkomponenten versehen sind. Darüber folgt abermals Moränenschutt von einer Mächtigkeit bis maximal 7 m. Ein gelbliches „Toba“-Sediment von 70 cm Dicke schließt sich an; darüber lagern 5-6 m grobe, zum Teil kreuzgeschichtete weiße Bimslapilli, auf denen sich ein rezenter Andosol entwickeln konnte. Die Korrelierung der einzelnen Schichten mit den Profilen des Malinche-Westhanges ist der Abbildung 6 zu entnehmen. Dabei fällt auf, daß am Südhang die MIII-Moränen wieder zweigeteilt sind. Die MII-Moräne liegt hier über dem rB-Bimsband. Da es sich um geringmächtige MII-Moränenablagerungen handelt und da zwischen dem rB-Leithorizont und dem fBo1-Boden noch verschiedene dünne Sedimentlagen zu beobachten sind, wird angenommen, daß die Ablagerungen unter dem rB-Band bereits einen Teil des MII-Vergletscherungsstadiums repräsentieren und daß das rB-Bimsmaterial gefördert wurde, als die MII-Vergletscherung noch nicht vorüber war, denn vermutlich konnte an dieser Stelle ein kleinerer MII-Vorstoß – möglicherweise bereits während der Rückzugsphase – noch den rB-Bims überfahren (vgl. dazu Abb. 6, Nr. 25 und Abb. 39, Profil V).

Weiterhin zeigt das Profil (Abb. 6, Nr. 25), daß vor der MII-Vergletscherung bereits eine ältere Gletscherbildung existiert haben muß, die die MI-Moränen zurückließ. Aufgrund ihrer Lage zum fBo1-Boden kann ihr Alter auf minimal rund 25000 Jahre B.P. angesetzt werden. Über das maximale Alter gibt das Profil keinen Anhaltspunkt.

Die morphologischen Beobachtungen im Gelände haben ergeben, daß im Bereich der großen Schlucht am Südhang der Malinche die MIII-Moränenbildungen stets oberhalb 3000 m NN zu finden sind; hier hat demnach die MIII-Vergletscherung nicht ganz so weit hangabwärts gereicht wie am Westhang.

Die MII-Moränen dagegen wurden auf der östlichen Seite des großen Schwemmkegels noch bis in Höhen von 2700 m NN angetroffen, während sie auf der westlichen Seite überhaupt nicht vertreten sind. Hier zeigt sich abermals, daß die MII-Gletscher nur in Gestalt schmaler Gletscherzungen im Bereich der großen Schluchten bis in Höhen um 2700 m NN herabreichten. In einem Profil in 2700 m NN (Abb. 8, vgl. auch Abb. 6, Nr. 24) ist die MII-Endmoräne aufgeschlossen; etwas weiter oberhalb befinden sich noch einige weitere Endmoränenwälle, die aber alle weniger als 10 m hoch sind. Wie aus Abbildung 8 ersichtlich ist, lagert das Moränenmaterial unmittelbar dem fBo1-Boden auf, der hier als braunerdeartiger Boden auf „Toba“-Sedimenten ausgebildet ist, die von kleineren Geröllen durchsetzt sind und die vor dem Moränenwall nicht mehr anstehen. Im Liegenden befinden sich verschiedene Schichten aus vulkanischen Brekzien, die durch feine, fluvial geschichtete Sandbänder und Sandlinsen gegliedert werden. Die geschichteten Sandhorizonte deuten auf Abspülungsprozesse in der Zeit zwischen der Ablagerung der einzelnen Brekzienkomplexe. Die Endmoräne wird an der Stirn von maximal 2 m mächtigen glazifluvialen Sanden bedeckt; auf der Rückseite der Moräne befindet sich ein Horizont aus solifluidal umgelagertem Hangschutt, der vorwiegend aus Moränenmaterial mit einer geringen Beimengung von „Toba“-Ablagerungen besteht; die länglichen Gesteinsfragmente sind hangabwärts eingeregelt. Darüber lagern verschiedene Schichten aus „Toba“-Sedimenten, Bimssanden und fossilen Böden. Ob die Zweiteilung der „Toba“-Sedimente, die auf den MII-Moränen liegen, den beiden MIII-Vergletscherungen entspricht, konnte nicht sicher ermittelt

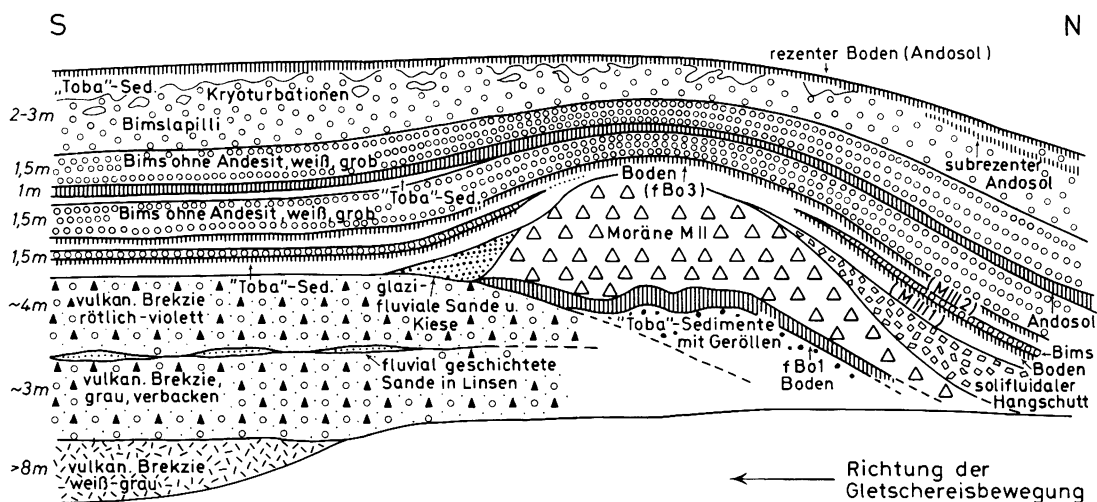


Abb. 8: Profil mit MII-Endmoränenwall am Malinche-Südhang. Erläuterungen im Text.

Lámina No. 8: Perfil de la loma de la morrena terminal (MII) situada en la falda Sur de La Malinche. Comentarios en el texto.

werden. Im obersten Profilabschnitt sind Bimssande, „Toba“-Ablagerungen und Reste eines fossilen Bodens kryoturbat verwürgt worden. Ein ganz ähnliches Profil wurde in ca. 2750 m NN (Abb. 6, Nr. 24) vorgefunden. Der rB-Bimshorizont taucht in beiden Profilen nicht auf.

Weitere Geländebeobachtungen im Bereich der MII-Endmoränenwälle zeigten, daß das Moränenmaterial, wie auch die in gleicher stratigraphischer Position anzutreffenden glazi-fluvialen Ablagerungen lediglich ehemalige Barrancas ausgefüllt haben. Oft sind glaziale MII-Sedimente an der einen Barrancawand angeschnitten, während die andere aus wesentlich älteren vulkanischen Brekzien gebildet wird. Diese Beobachtung verwundert nicht, wenn man berücksichtigt, daß die Barrancabildung stets an der Grenze verschiedenartiger Ablagerungen einsetzt; Voraussetzung dafür ist, daß verschiedene Sedimente nebeneinander zu liegen kommen, wie beispielsweise am Rand der rezenten Schwemmfächer.

Unterhalb von rund 2700 m NN sind im MII-Moränenniveau oft glazifluviale Sedimente abgelagert (Bild 9). Aufgrund der Aufschlußverhältnisse ist eine Rekonstruktion des Reliefs zur MII-Vergletscherungszeit möglich. Danach reichte aus der nach Süden aus dem Bereich des Malinchegipfels führenden Schlucht ein langer schmaler Talgletscher heraus, der in 2700 bis 2750 m NN verschiedene kleine Endmoränenwälle bildete. Vor der Gletscherzunge konnte auf einem älteren Schwemmkegel ein Fächer aus glazifluvialen Kiesen und Sanden ausgebreitet werden. Der periglaziale Schwemmfächer wurde an beiden Seiten durch steile Erosionswände, die vorwiegend in „Toba“-Sedimenten ausgebildet waren, begrenzt.

Am Südhang der Malinche wurden in 2650 m NN in einem flachen, einige 100 m langen, von kleineren Wällen aus vulkanischer Brekzie abgedämmten See Bändertone abgelagert. Die Bändertone verknüpfen sich hangaufwärts zuerst mit glazifluvialen Sedimenten, dann mit Endmoränenschutt des MII-Stadiums. Vier Bändertonkomplexe, die jeweils etwa 100 Warven umfassen, werden von geringmächtigen Lagen aus glazifluvialen Sedimenten voneinander getrennt. Im Liegenden befindet sich der fBo1-Boden. Die Warvenzählung erfolgte im Aufschluß. Da mit einer makroskopisch nicht sichtbaren Feingliederung der Bändertone gerechnet werden muß (vgl. Voss 1970), wird auf die Angabe der exakten Auszählungsergebnisse an dieser Stelle ver-



Bild 9: Im linken Teil des Bildes sind glazifluviale Sedimente des MII-Gletschervorstoßes am Malinche-Südhang in ca. 2 680 m Höhe zu sehen. Die Aufschlußhöhe beträgt etwa 7 m. Gut geschichtete Ablagerungen sandiger und kiesiger Art wurden sedimentiert. Die glazifluvialen Sande und Kiese sind hinsichtlich der Korngröße horizontweise sehr gut sortiert, wodurch sie sich von fluvialen Barrancasedimenten sofort unterscheiden lassen; letztgenannte sind darüber hinaus stets von größeren Geröllen durchsetzt. — Die Barrancawand im Hintergrund bildet die östliche Begrenzung des Schwemmfächers; sie wird vorwiegend aus „Toba“-Material aufgebaut.

Foto 9: A la izquierda de esta foto vista de sedimentos fluvioglaciales del avance glacial M II que se encuentra a una altura de 2680 mts. de alt. aprox., en la falda Sur de La Malinche. El perfil mide aprox. 7 mts. Depósitos de arena y guijarros bien estratificados fueron sedimentados. Las arenas y los guijarros se separan perfectamente en horizontes respecto a su tamaño de grano, pudiéndose, por lo tanto, distinguir inmediatamente de los sedimentos fluviales de las barrancas, ya que estos últimos están entremezclados con guijarros más grandes. La pared de la barranca, en el fondo de la foto, forma la colindancia oriental del abanico aluvial consistiendo primordialmente de material „toba“.

zichtet. Die Warven zeigen vom Liegenden zum Hangenden eine Korngrößensortierung von grob nach fein (Bild 10, vgl. Abb. 6, Nr. 26); die groben Ablagerungen sind dunkelbraun, die feinsten hellgrau gefärbt. Die Warven haben eine unterschiedliche Dicke, teilweise erreichen sie eine Breite von einigen cm, teilweise aber auch nur von einem oder wenigen mm. Die Bändertone sind in Form einer großen, über 100 m langen Linse abgelagert; sie werden malinchewärts gröber und talwärts feiner. Die Frage nach der Ablagerungsdauer der Warven (Jahres- oder Tageswarven) ist nicht einfach zu beantworten. Die Tatsache, daß die Bändertone in einem (rand-) tropischen Klimabereich gefunden wurden, in dem kein ausgesprochenes Jahreszeitenklima (vgl. TROLL 1943) herrscht und auch nicht während des Pleistozäns geherrscht haben kann, spricht für Tageswarven (vgl. auch TRICART 1971). Demgegenüber ergaben die Beobachtungen über die Abschmelzvorgänge an den rezenten Gletschern Mexikos, daß der Tagesrhythmus der Temperatur weder im strahlungsreichen Winter noch im wärmeren, wolkenreichen Sommer einen bedeutenden Einfluß auf die Ausbildung stärkerer Schmelzwasserbäche hat. Grobsand

oder Feinkies beispielsweise wird nur von den Bächen nach stärkeren Regenfällen transportiert. Die feingeschichteten, schluffig-sandig-kiesigen glazifluvialen Sedimente können also nicht einer tageszeitlichen klimatisch bedingten unterschiedlichen Materialzufuhr zugeschrieben werden, wie TRICART (1971) für ähnliche Sedimente in Kolumbien annimmt. Auch sind Schmelzwasserbäche, die durch den Temperaturanstieg tagsüber gebildet werden, nicht in der Lage, einen See von einigen 100 m Länge so reichlich täglich mit sedimentreichem Wasser zu versorgen, daß Bändertonbildung möglich wird. Daher wird vermutet, daß die Warvenbildung eine Folge der jahreszeitlichen Schwankung der Wasserführung der Schmelzwasserbäche ist, die durch die scharfe Trennung von Regen- und Trockenzeit im mexikanischen Hochland hervorgerufen wird. Wahrscheinlich konnten aber auch schon kürzere Perioden mit stärkeren Niederschlägen innerhalb einer Regenzeit zur Bildung allerfeinster Warven führen, worauf die sehr unterschiedliche Dicke der einzelnen Warven hindeuten mag. Wenn die Bändertone vollständig vorliegen und nicht nachträglich durch Erosionsvorgänge teilweise abgetragen worden sind, dann können sie – unter gewissen Einschränkungen – Aussagen über die Dauer des MII-Gletschervorstoßes zulassen.



Bild 10: Das Bild zeigt einen Ausschnitt aus den Bändertonen der MII-Vergletscherung am Malinche-Südhang in 2 650 m Höhe.

Foto 10: Esta foto muestra una sección de las varvas de la glaciación M II en la falda Sur de La Malinche a una altura de 2650 mts.

Die große Barranca zwischen Acajete und Tepulco ist nur wenige Meter in die jüngsten Schotter des Schwemmkegels eingeschnitten. Größere Blöcke befinden sich sehr selten in dem Barrancabett in Höhen unter 2700 m NN. Nur bei 2560 m NN wird das Barrancabett plötzlich von einer Barriere aus großen gerundeten Andesitblöcken gequert. Vereinzelt Andesite haben Durchmesser von über 2 m. Ein fluvialer Transport der Blöcke ist ausgeschlossen, und die Anordnung und Lage derselben, sowie die absolute Höhenlage und Entfernung vom anstehenden Andesitgestein des Malinchemassivs schließen auch einen solifluidalen oder anderen Schwerkraft-bedingten Transport aus. Die große Ähnlichkeit der Blockansammlung mit anderen Anhäufungen großer Blöcke, die nachweislich von Gletschern transportiert worden sind, dazu die Beobachtung, daß nirgends an dem Malinche-Vulkan ähnliche Blockansammlungen aus dem Material von Glutwolkenabsätzen oder Schlammströmen durch Erosionsvorgänge hervorgegangen sind, bekräftigen die Vermutung, daß auch hier die Blöcke einer Endmoräne vorliegen, die durch die Barrancaerosion freigelegt worden sind. Daß die Malinche eine ältere, vor der fBo1-Bodenbildung liegende Vergletscherung aufwies, hat das Profil in 3120 m NN (Abb. 6, Nr. 25) bereits gezeigt. Ob die hier beschriebenen Blöcke dieser MI-Vergletscherung angehören, läßt sich nicht beweisen, da ihre stratigraphische Lage nicht ermittelt werden kann. Doch liegt die Vermutung nahe, daß die MI-Moränen des Profils bei 3120 m NN dieselbe Vergletscherung repräsentieren wie die gewaltigen Blöcke in der Barranca bei Tepulco in 2550 m NN. Damit wären Anhaltspunkte für eine Malinche-Vergletscherung erbracht, die sich – aller Wahrscheinlichkeit nach wieder in Gestalt langer Talgletscher – sogar bis in Höhenlagen von 2560 m NN erstreckte.

3.1.4. Gletscherspuren am Malinche-Osthang

Den größten Anteil an der morphologischen Ausgestaltung des Malinche-Gipfelmassivs hat ein Schluchtsystem, das in einem tiefen Einschnitt den Gipfelbereich nach Osten hin verläßt und in rund 3100 m NN in einen gewaltigen Schwemmkegel überleitet, der weite Flächen der östlichen Malinchehänge bedeckt (Abb. 7). Barrancas zerfurchen diesen Schwemmkegel nur randlich. Die Schotterakkumulation hat – zumindest im oberen Schwemmkegelbereich – noch in jüngster Zeit angedauert, wie das junge Alter einer ^{14}C -Datierung eines verkohlten Baumstammes beweist, der in den Schwemmkegelsedimenten gefunden wurde (Abb. 6, Nr. 27). Die Altersbestimmung ergab 515 ± 65 (Hv 4242) Jahre B.P. Holzanatomische Untersuchungen, die an Schliffpräparaten durchgeführt wurden, ergaben, daß das Material von einer Pinus-Art stammt⁸.

Im unteren nördlichen Bereich des Schwemmkegels befindet sich der Aschenvulkan Jalapazco, der mit seinen verschiedenen Ausbrüchen die Schwemmkegelsedimente durchschlagen hat. Seine grauen Aschen haben keine weite Verbreitung und sind in den Schwemmkegelablagerungen in den hangenden Schichten zu beobachten. Eine genaue zeitliche Bestimmung der Ausbrüche konnte bisher nicht vorgenommen werden, doch zeigen die Untersuchungen, daß der Jalapazco-Vulkan die jüngsten Aschen- und Gaseruptionen im Bereich der Malinche gehabt haben muß.

⁸ Die Analysen wurden freundlicherweise durch Vermittlung von Prof. Dr. H. W. ZÜTTI, von Herrn Dr. H. GOTTWALD (Lohbrügge) ausgeführt. Nach dem anatomischen Bild kommen folgende Pinus-Arten in Frage: *Pinus ayacahuite* Ehren.; *P. flexilis* Lam., *P. teocote* Cham. & Schlech., *P. pseudostrobus* Lindl., *P. leiophylla* Schlech. & Cham. Alle Arten sind auch heute noch im Untersuchungsgebiet zu finden (MARTINEZ 1948, 1963; ERN 1969, 1972, 1973).



Bild 11: In 2930 m Höhe befinden sich oberhalb Pilares am Malinche-Osthang diese ca. 10—15 m hohen Endmoränenwälle des M III-2-Stadiums. Die Moränen werden von einem andesitischen Bimstuff bedeckt.

Foto: 11: A la alt. de 2930 mts., más allá de Pilares, en la falda oriental de La Malinche se encuentran estas lomas terminales de la etapa M III 2 con una altura aproximada de 10 a 15 mts. Las morrenas están cubiertas de una capa de toba de pómez con andesita.

In verschiedenen, \pm parallel verlaufenden Barrancas sind unmittelbar nördlich des großen Schwemmkegels in Höhen zwischen 2930 und 2740 m NN folgende Profile aufgeschlossen (Abb. 9*): In 2930 m NN werden die verhältnismäßig glatten, sanft geneigten Malinchehänge durch verschiedene Reihen von ca. 10-15 m hohen Wällen gegliedert (Bild 11). Die Vermutung, daß es sich hier um Endmoränenwälle handelt, wird durch einen Aufschluß bestätigt, der unmittelbar am talwärts gelegenen Rand der Wälle einen Einblick in die Schichtabfolge und die Materialausbildung gewährt (Bild 12, Abb. 10). Das Moränenmaterial, das nur geringe Anzeichen einer chemischen Verwitterung aufweist, wird von einem ca. 0,5-1,0 m mächtigen fossilen Boden, der typologisch als Braunerde angesprochen werden kann, überzogen. An beiden Seiten des Moränenwalles sind fluviale Sedimente abgelagert, die als Zeugen einer späteren Abtragung in diesem Gebiet anzusehen sind. Es folgt ein durchgehender Horizont aus weißlich-grauen, feinen vulkanischen Sanden; nur an den steilen Endmoränenwallböschungen ist dieser vulkanische Sand abgespült worden; in kleinen Mulden befinden sich zusammengeschwemmte Linsen desselben Materials. Darüber folgt ein Bimstuff, der Andesitfragmente enthält. An der Oberfläche befindet sich ein etwa 1 m mächtiger Horizont aus umgelagertem und von Geröllen durchsetztem Bimstuff. Eine 20-30 cm mächtige rezente andosolartige Bodenbildung schließt das Profil ab.

Nicht weit von diesem Aufschluß entfernt befinden sich einige Profile, die nähere Auskünfte über die hangenden Bimstufte und die liegenden Schichten geben. Es zeigt sich, daß die Bimstufte drei größere Eruptionsperioden verkörpern; zwischen der ersten und der zweiten Ausbruchphase wurden abwechselnd gröbere und feinere vulkanische Sande gefördert, die in den

* Als Faltafel am Schluß des Buches.

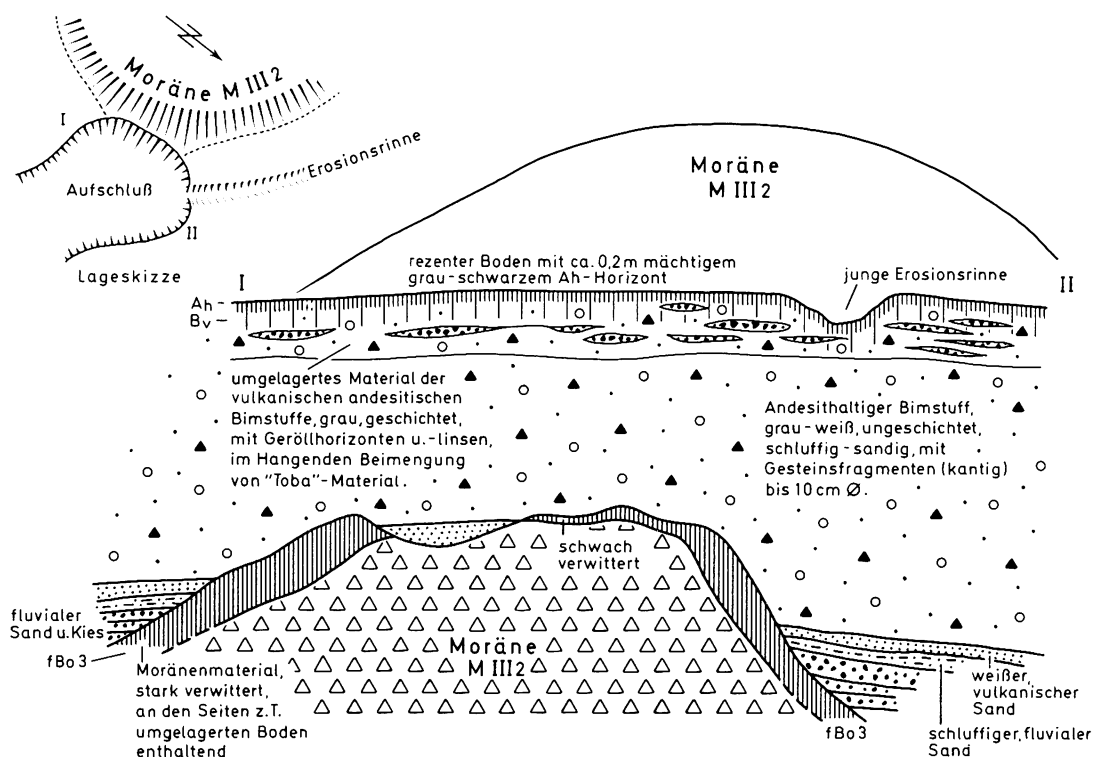


Abb. 10: Profil einer MIII-Endmoräne am Malinche-Osthang.

Lámina No. 10: Perfil de una morrena terminal (M III) en la falda oriental de La Malinche.

Aufschlüssen dieser Gegend einen markanten Leithorizont ausbildeten (Bild 13). Dieser kleine Leithorizont (vS) dokumentiert (Abb. 9 u. 11), daß die erste Bimstuff-Förderung am mächtigsten war und zugleich auch die größte Verbreitung gehabt hat; die dritte Bimstuff-Lage dagegen ist nur im Bereich weniger km² sedimentiert worden.

Im Liegenden der oben erwähnten Moränen befindet sich ein Horizont aus unverwitterten weißen Bimslapilli von einer Mächtigkeit bis zu einigen dm (Abb. 9, Nr. 1-2). Darunter ist ein schwacher fossiler Boden auf „Toba“-Sedimenten anzutreffen. Im Liegenden folgt dann das rB-Bimslapilli-Band mit den typischen dunklen und roten Andesitfragmenten, das bereits am West- und Südhang der Malinche aufgefunden worden ist. Eine kräftige Bodenbildung unterlagert den rB-Leithorizont. Dieser fossile Boden ist an einer Stelle auf Moränenschutt entwickelt. Die Lage des rB-Horizontes und des intensiv ausgeprägten fossilen Bodens über dem Moränenschutt lassen erkennen, daß es sich hier um das Moränenmaterial einer Vergletscherung handeln

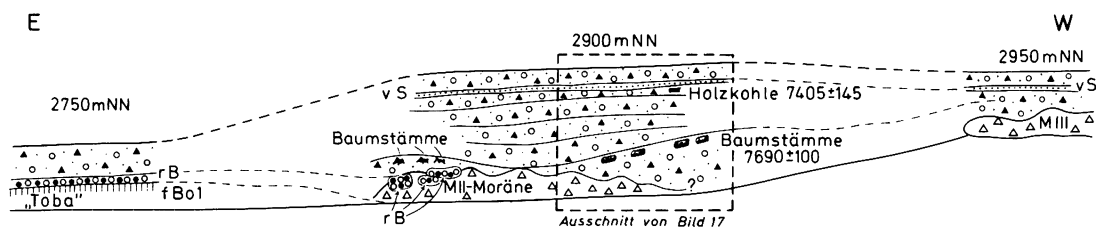


Abb. 11: Profile einer Barranca bei Pilares am Malinche-Osthang.

Lámina No. 11: Perfil de una barranca cerca de Pilares en la falda oriental de La Malinche.



Bild 12: Das Bild zeigt einen Ausschnitt der Endmoränenwälle. Im Hintergrund erkennt man die Moränen, im Vordergrund den Aufschluß, der in Abbildung 10 wiedergegeben wird.

Foto 12: Vista de una sección de las lomas de las morrenas terminales. En el fondo se reconocen las morrenas, y en el primer plano el perfil, que se representa en la lámina No. 10.

muß, die älter als die fossile Bodenbildung, die als fBo1-Bodenbildung angesehen wird, ist. Die Spuren einer unter dem fBo1-Boden gelegenen Vergletscherung wurden bereits vom Südhang der Malinche beschrieben (Abb. 6, Nr. 25). Hier ist ein zweiter Hinweis auf diese bisher älteste nachgewiesene Vergletscherung gegeben.

Unter dem MI-Moränenmaterial befindet sich ein geschichteter weißer, ca. 1 m mächtiger Bims und darunter eine vulkanische Brekzie.

Das folgende Profil (Abb. 9, Nr. 2) zeigt einen kantigen Periglazialschutt im stratigraphischen Niveau der obersten Moränen, die aufgrund tephrochronologischer Befunde den MIII-Moränen der West- und Südhänge der Malinche zugeordnet werden können. Auch in diesem Profil kommt der rB-Leithorizont direkt über dem fBo1-Boden zu liegen, der hier durch eine Bimszwischenlage zweigeteilt ist. Ähnliche Profilverhältnisse hinsichtlich der fBo1-Bodenausbildung läßt ein Aufschluß am Südhang erkennen (Abb. 6, Nr. 25). Es zeigt sich, daß zur Zeit der fBo1-Bodenbildung im Bereich der Malinche Bimsumlagerungen stattgefunden haben. Vermutlich waren

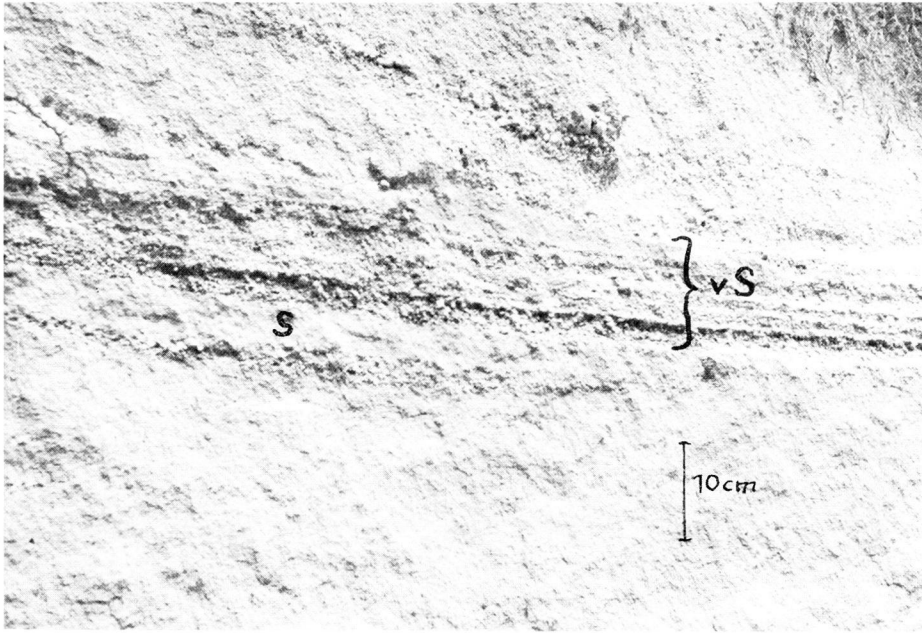


Bild 13: In der Bildmitte ist der Leithorizont vS zu erkennen, der aus einer Wechsellagerung von gröberem und feinerem vulkanischen Sand besteht.

Foto 13: En el centro de la foto se distingue el horizonte principal vS, que consiste de depósitos alternados de arena volcánica fina y gruesa.

die Mächtigkeiten der Bimsablagerungen nur gering, so daß die Verwitterung die gefördertten Bimse völlig zersetzen konnte; in diesem Fall zeigen die Aufschlüsse nur einen einzigen mächtigen Ah-Horizont des fossilen fBo1-Bodens; waren die Bimslagen jedoch relativ mächtig, so reichte die Verwitterung in die Tiefe nicht aus, die zusammengeschwemmten Bimse so nachhaltig zu zersetzen, daß verschiedene Akkumulationsphasen im Profil unkenntlich wurden.

Die beiden Profile in 2800 und 2790 m NN (Abb. 9, Nr. 3 u. 4) veranschaulichen, daß vulkanische Brekzien lokal eine sehr begrenzte Verbreitung haben können. Oft füllen die unsortierten Massen aus Bimstuff, Andesitschutt oder ähnlichem Material alte Hohlformen (Barrancas) aus.

Der fossile Andosol, der in 2800 m NN (Abb. 9, Nr. 3) unter der vulkanischen Brekzie angetroffen wurde und der sich hangaufwärts mit dem fossilen Boden parallelisieren läßt, der sich auf dem MIII-Moränenmaterial ausbilden konnte, wurde datiert; die ^{14}C -Altersbestimmung ergab 7645 ± 80 (Hv 4243) und 7715 ± 80 (Hv 4884) Jahre B.P. Damit ist eine gute Übereinstimmung mit den ^{14}C -Datierungen von MALDE gegeben, der ebenfalls einen Boden auf MIII-Moränenschutt – jedoch am Malinche-Westhang – datiert hat. Dieser von MALDE als 8000-Jahr-Boden bezeichnete Boden (s. o.) darf aufgrund der ^{14}C -Bestimmungen, aber auch anhand der geologisch-geomorphologischen wie tephrochronologischen Befunde mit dem hier vorgefundenen fossilen Andosol gleichgestellt werden. In allen Fällen handelt es sich um den fBo3-Boden (vgl. Abb. 3 und 6).

Nur mit Hilfe des rB-Leithorizontes können die Profile Nr. 5 bis 11 (Abb. 9) stratigraphisch eingeordnet werden. Das Profil Nr. 7 in 2750 m NN zeigt mächtige Moränenablagerungen, die eine Hohlform in den älteren Ablagerungen der Profile Nr. 5 und 6 ausfüllen. Vor der Sedi-

mentation des rB-Bimsbandes, das an dem Westhang die MII-Moränen bedeckt und das am Südhang an einer Stelle unter den MII-Moränen gefunden wurde, hatte sich in der großen Barranca oberhalb des Ortes Pilares ein Tal in den Ablagerungen aus vulkanischer Brekzie, „Toba“-Material, sowie verschiedenen kleineren Tephra-Horizonten eingeschnitten, das von einem Talgletscher ausgefüllt wurde, der in 2750 m NN seine Endmoränen ausbildete. Die Lage dieser Endmoränen in 2750 m NN (Bild 14) und die Bedeckung mit rB-Material läßt eine Parallelisierung des Moränenmaterials mit dem MII-Moränenschutt anderer Aufschlüsse zu. Besonders interessant sind an dieser Stelle die Anhäufungen großer, mit polierten Flächen versehener Blöcke aus verschiedenfarbigen Andesitgesteinen, die oft die deutlich erkennbaren



Bild 14: MII-Moränenmaterial in 2740 m Höhe bei Pilares. Die großen gerundeten und zum Teil mit polierten Flächen versehenen Blöcke sind in einer schluffreichen Grundmasse eingebettet.

Foto 14: Material de Morrena M II, localizada a 2740 mts., cerca de Pilares. Los cantos grandes redondeados, y en parte con facetas pulidas, están encausados en una masa rica de polvo.

Spuren von Gletscherschrammen zeigen (Bild 15). Bemerkenswert ist auch die Beobachtung, daß das Material des rB-Horizontes zum Teil kryoturbat in das Moränenmaterial eingearbeitet worden ist. Es zeigt sich hier, daß die Förderung des rB-Bimses erfolgte, als die MII-Vergletscherung gerade ihren Höhepunkt überschritten hatte.

Verschiedene Profile in annähernd gleicher Höhenlage (um 2750 m NN) bei Pilares zeigen auf engem Raum einen großen Wechsel der Ablagerungen. In diesem Zusammenhang ist die Feststellung von Bedeutung, daß sowohl im stratigraphischen Niveau der MII- wie auch der MIII-Moränen fluvioglaziale Ablagerungen oder „Toba“-Sedimente auftreten können. Wieder veranschaulichen die Profile, daß die glazialen und glazifluvialen Sedimente keine weite flächenhafte Verbreitung haben, sondern sich auf schmale Zonen – meist handelt es sich um ehemalige Täler oder Barrancas – beschränken. Daher ist vielleicht auch verständlich, daß Spuren, die eine Zweiteilung der MIII-Vergletscherung anzeigen, fehlen. Es besteht Grund zu der Annahme,



Bild 15: Andesitblöcke aus einer MII-Moräne in 2750 m Höhe am Malinche-Osthang oberhalb Pilares mit deutlicher Striierung (horizontal).

Foto 15: Bloques de andesita de una Morrena M II en 2750 mts. de alt., en la falda oriental de La Malinche, más arriba de Pilares. Estos con estrías y surcos (horizontales).

daß der erste Vorstoß der MIII-Vergletscherung gar nicht bis in dieses Gebiet gelangt ist, sondern möglicherweise im Bereich des heutigen großen Schwemmkegels zu suchen ist, wo allerdings keine Aufschlüsse zur Verfügung stehen; auch muß damit gerechnet werden, daß im Schwemmkegelgebiet die Erosions- und Akkumulationsprozesse die glazialen Spuren teilweise völlig beseitigt haben. An der Oberfläche des Schwemmkegels gibt es keinerlei Hinweise auf mögliche Reste der verschiedenen MIII-Endmoränen unter den fluvialen Schottern.

Die Profile Nr. 14 bis 17 (Abb. 9) zeigen eine differenzierte Abfolge vulkanischer Lockerprodukte, von denen drei Glutwolkenablagerungen besondere Bedeutung erlangen, da in dem untersten Glutwolkenabsatz einige verkohlte Baumstämme gefunden wurden. Der größte hat einen Durchmesser von 42 cm und ein ^{14}C -Alter von 38895 ± 1200 (Hv 4241) Jahre B.P. (Bild 16). Holzanatomische Untersuchungen ergaben (vgl. Anm. 8 auf Seite 26), daß es sich bei dem Stamm um die gleiche Pinus-Art handelt wie bei dem Material aus den subrezentem Schwemmkegelsedimenten.

Aus der Korrelierung des obersten Glutwolkenabsatzes mit der vulkanischen Brekzie, die unter der ältesten Moränenablagerung angetroffen wird (Abb. 6, Nr. 27 bis 31, Abb. 9, Nr. 1), ergibt sich ein maximales Alter der MI-Moräne von rund 39 000 Jahre B.P.; das minimale Alter beträgt ca. 25 000 Jahre (= fBo1-Boden).

In der Barranca, die den nördlichen Rand des Schwemmkegels begrenzt, befinden sich in Höhen zwischen 2700 und 2650 m NN einige Profile, die die bisherigen Beobachtungen am Osthang der Malinche ergänzen (Abb. 9, Nr. 16 und 17). Der fBo1-Boden und das rB-Bimsband sind hier durchgehend zu verfolgen. Fluvioglaziale Kiese und Sande, die dem MIII-Vergletscherungsstadium angehören, keilen unterhalb 2700 m NN aus. Auch die Bimstufe, die typisch für

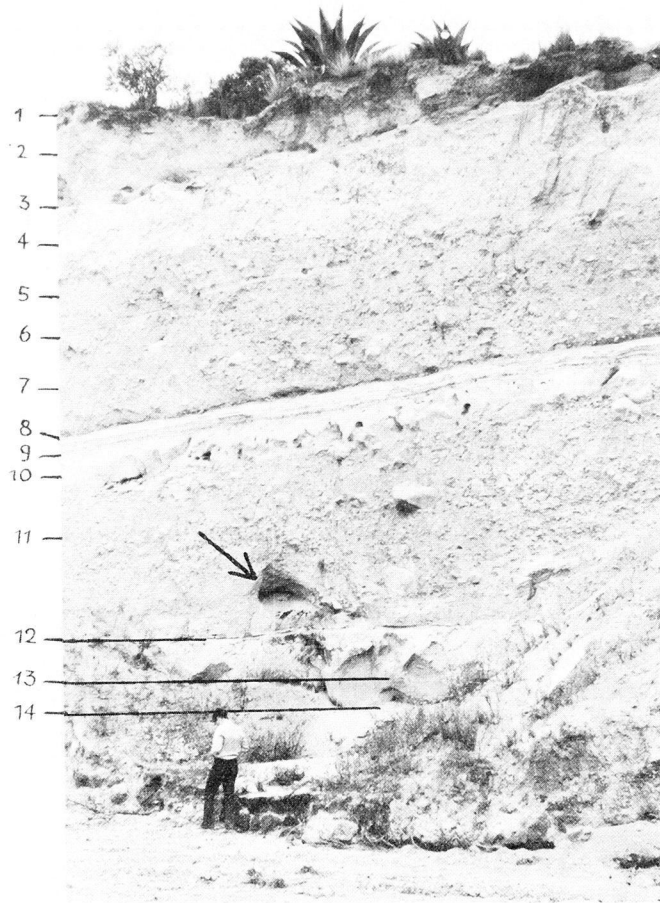


Bild 16: Aufschlußwand in einer Barranca bei Pilares in 2 730 m Höhe. Im untersten Glutwolkenabsatz ist die Höhlung zu sehen (Pfeil), der der verkohlte Baumstamm entnommen wurde, dessen ^{14}C -Alter $38\,895 \pm 1\,200$ Jahre B. P. ergab.

Foto 16: Perfil de una barranca cerca de Pilares a 2730 mts. de alt. En el depósito inferior de una nube ardiente se distingue (véase flecha) una cueva, de la cual se tomó un tronco de árbol carbonificado, cuya edad ^{14}C resultó ser $38,895 \pm 1200$ años B. P.

- | | |
|--|--|
| 1 = Andesitischer Tuff (dünne Bedeckung) | 9 = 5 cm helle, weißliche Bimslapilli mit gröberen Bröckchen |
| 2 = „Toba“-Sedimente, auskeilend, bis 2,5 m mächtig | 10 = 50 cm „Toba“-Sedimente mit Bimslapilli |
| 3 = 20—40 cm Bimslapilli mit Andesit (rB-Leithorizont) | 11 = 300 cm andesitische Brekzie (Glutwolke), oben rötlich-violett, unten gräulich-blau |
| 4 = 100—300 cm „Toba“-Sedimente mit Bimslapilli; im Hangenden befindet sich der fBo1-Boden | 12 = 2 cm hellgrau-rötliche Feinschlufflage, darunter feinkörnige graue Aschenlinsen |
| 5 = Andesitische Brekzie (Glutwolke), auskeilend, bis 200 cm dick | 13 = 100 cm mehrfarbige Aschenschichten, hellbraun bis grauschwarz, zur Basis gröber werdend (bis Kiesgröße) |
| 6 = 5—30 cm geschichtetes, sandhaltiges Bimsband (in Linsen) | 14 = über 50 cm fluviale Sande und Kiese, geschichtet, graubraun |
| 7 = 250 cm andesitische Brekzie (Glutwolke), auskeilend | |
| 8 = 20 cm feinkörniges, streifiges Aschenband, im Hangenden mit schluffigem Tuff | |

die Ausbildung der Deckschichten oberhalb Pilares sind, keilen auf einer Strecke von wenigen 100 m aus. Nur die „Toba“-Sedimente sind durchlaufend zu beobachten, ebenso der unterste der drei Glutwolkenabsätze. Dort, wo die hellen Bimstufte an der Oberfläche ihre Verbreitungsgrenze haben, setzen geringmächtige Ablagerungen vulkanischer grauer Sande ein, die vom Jalapazco-Vulkan gefördert wurden. Im Bereich des Schwemmfächers sind diese Sande in die Schotter eingearbeitet worden; nördlich des Schwemmkegels liegen sie über „Toba“-Sedimenten als dünner, bis 30 cm dicker Sandschleier an der Oberfläche.

Ebenfalls unmittelbar am nördlichen Rand des Schwemmkegels sind in einer Barranca zwischen 3000 und 2750 m NN verschiedene Profile aufgeschlossen, die Ergänzungen zu den bereits besprochenen Profilen zeigen (Abb. 11, Bild 17). Hier taucht bei 2950 m NN wieder ein Moränenschutt auf, der sich nicht weiter hangabwärts erstreckt und der vermutlich dem MIII-Stadium angehört, denn in dem Gelände unweit des Aufschlusses sind die gleichen Hügel zu beobachten, wie sie Abbildung 10 und Bild 11 zeigen. Bei 2900 m NN sind abermals Moränen aufgeschlossen, doch hier ist das Material wesentlich kantiger und auch stärker verwittert. Außerdem ist wiederholt zu erkennen, daß in das Moränenmaterial ein rotgelber Bims mit roten und dunklen Andesitfragmenten kryptoturbat eingewürgt worden ist. Hier handelt es sich um Sedimente des rB-Leithorizontes. Über dem Moränenmaterial liegen Bimstufte, die häufig Holzkohlenstückchen aufweisen. Ein Horizont wird durch etliche verkohlte Baumstämme gekennzeichnet. Eine ^{14}C -Datierung des Materials ergab im liegenden Tuff 7690 ± 100 (Hv 4758) Jahre B.P. und im hangenden Tuff 7405 ± 145 (Hv 4757) Jahre B.P. Die Lage der Baumstammreste in der Schichtabfolge zeigt, daß die Stämme bereits verkohlt waren, als sie zur Ablagerung kamen, mit anderen Worten: Bei den Eruptionen der Bimstufte wurden die Stämme brennend durch die Luft geschleudert; dafür spricht auch das überall in den Bimstufte fein

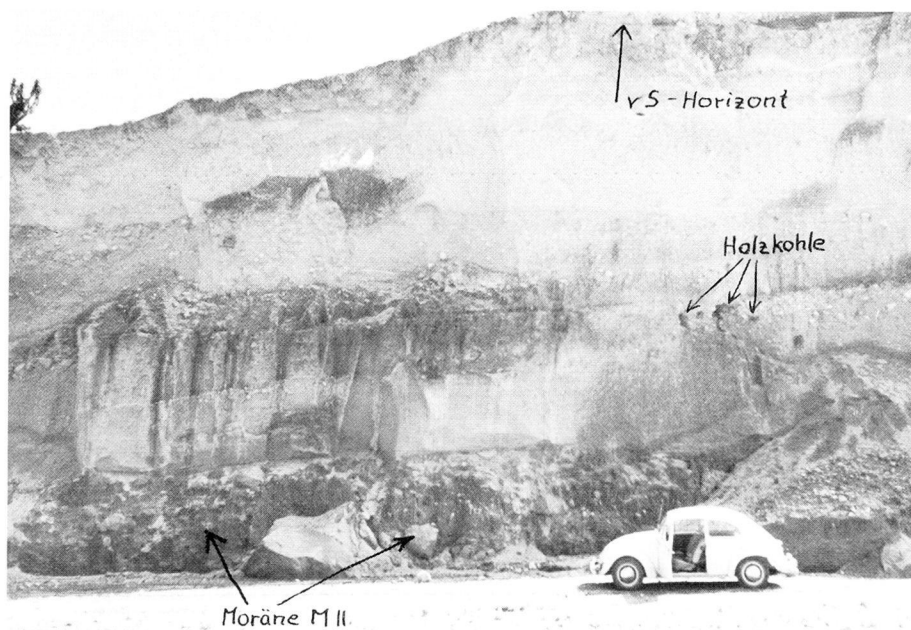


Bild 17: Das Bild zeigt den in Abbildung 11 gekennzeichneten Profilausschnitt.

Foto 17: Muestra la foto detalle de un perfil representado en la lámina No. 11.

verteilte Holzkohlenmaterial; außerdem ist der Horizont mit den verkohlten Bäumen nicht durch eine fossile Bodenbildung gekennzeichnet, die auf Baumwuchs auf den Bimstufen hinweist. Ganz im Hangenden der Schichten befindet sich der vS-Leithorizont, der angibt, daß die Bimstufablagerungen mit der untersten Förderfolge der Bimstufe der Abbildung 9 zu parallelisieren sind (Nr. 1 bis 6). Die Ausbruchsstelle muß ganz in der Nähe gelegen haben; da im Gelände und auch bei Luftbildauswertungen keine Anhaltspunkte für die Lokalisierung derselben gefunden wurde, wird vermutet, daß die Eruptionen im Bereich des oberen Schwemmkegels erfolgten.

Aufgrund der eingewürgten rB-Bimslapilli in die Moränen werden die Moränen dem MII-Vergletscherungsstadium zugerechnet. Die stratigraphische Lage über dem fBo1-Boden hat der Moränenschutt mit den anderen MII-Moränen ebenfalls gemeinsam. Während bei 2780 m NN die leicht gewellte Oberfläche des Moränenschutts einige bis zu 10 m hohe Wälle aufweist, die als Endmoränen angesehen werden können, da weiter hangabwärts kein Moränenmaterial mehr aufzufinden ist, zeigen die großen Blöcke zwar geglättete und polierte Flächen, doch Gletscherschrammen in der deutlichen Ausbildung wie bei Pilares (Bild 15) konnten nicht gefunden werden.

Am Südrand des großen Schwemmfächers sind ebenfalls verschiedene glaziale und periglaziale Ablagerungen aufgeschlossen. So zeigt beispielsweise ein Aufschluß in 2880 m NN Moränenschutt, der in tieferen Hanglagen nicht mehr anzutreffen ist und der von vulkanischen Bimstufen mit Andesitfragmenten bedeckt wird, die durch eine geringmächtige Lage aus „Toba“-Sedimenten zweigeteilt werden und die im Hangenden einen weiteren dünnen Horizont aus „Toba“-Sedimenten aufweisen. Vermutlich handelt es sich bei dem Moränenmaterial um den ersten Vorstoß der MIII-Vergletscherung, denn die Moränen sind in tieferen Lagen nicht mehr zu finden, wohl aber Geröllhorizonte in gleicher stratigraphischer Position. Die Tatsache, daß etwas weiter hangaufwärts bei 2950 m NN die deutlich ausgebildeten Moränenwälle der MIII-Vergletscherung zu finden sind, die mit den Endmoränenwällen – wie sie in der Abbildung 10 wiedergegeben werden – verknüpft werden können (Abb. 7), bestätigt die Annahme, daß die Endmoränenwälle in Höhen knapp unter 3000 m NN dem zweiten Vorstoß der MIII-Vergletscherung angehören, während die bei 2880 m NN aufgefundenen Moränen dem ersten MIII-Vorstoß zuzuordnen sind. Damit erhärtet sich auch die Annahme, daß der erste MIII-Gletschervorstoß nicht so weit fächerartig nach Norden reichte wie der zweite; der erste Vorstoß scheint demnach auf das Gebiet des heutigen Schwemmkegels beschränkt gewesen zu sein.

Die Barranca, die entlang der südlichen Begrenzung des großen Schwemmfächers verläuft, zeigt oberhalb des Ortes Zitlaltepec zwei Aufschlüsse in 2600 und 2630 m NN (Abb. 6, Nr. 30 und 31), die über dem fossilen Boden fBo1, der auch in dieser Barranca fast durchgehend zu verfolgen ist, weiße Bimssande mit deutlichen Spuren einer kryoturbaten Störung der primären Schichtung zeigen. Darüber befinden sich „Toba“-Sedimente. Unter dem fBo1-Boden wurden ebenfalls „Toba“-Ablagerungen angetroffen, die von rötlich-violetten vulkanischen Brekzien unterlagert werden. Mitunter befinden sich an der Grenze vulkanische Brekzie/„Toba“-Sedimente kleine Linsen und Bänder aus fluvialen Sanden und Kiesen. Die tieferen Schichten sind nur noch im Aufschluß bei 2630 m NN aufgeschlossen. Unter der vulkanischen Brekzie liegt hier eine dünne Schicht aus feinen Sanden, dann folgen gelbliche „Toba“-Sedimente, die im Liegenden in glazifluviale Sande und Kiese übergehen. Die glazifluvialen Ablagerungen sind feingeschichtet; die einzelnen Gerölle überschreiten nur selten einen Durchmesser von 3 cm. Zwischen den Sand- und Kieslagen sind häufig dünne Bänder aus „Toba“-Material zwischenge-

schaltet. Unter den ca. 3-4 m mächtigen glazifluvialen Sedimenten befindet sich ein Schutt, der zum Teil recht große gerundete Blöcke enthält und der möglicherweise von einem Gletscher transportiert und abgelagert worden ist. Allerdings konnten eindeutige Gletscherschrammen nicht gefunden werden, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß das Material nicht mehr frisch ist, sondern sich hinsichtlich der Verwitterungsintensität deutlich vom Moränenmaterial der MII-Moränen abhebt. Ohne Zweifel jedoch dokumentieren die fluvioglazialen Ablagerungen und der blockreiche Schutt eine Vergletscherungsphase, denn fluvioglaziale Sedimente sind stets anhand der feinen Schichtung und der Kornsortierung innerhalb der einzelnen Lagen von anderen Sedimenten zu unterscheiden, wie die Beobachtungen glazifluvialer, sich mit Moränen verzahnender Ablagerungen ergeben haben. Glazialer und periglazialer blockreicher Schutt enthält demgegenüber immer eine recht große Anzahl stark abgerundeter und polierter Blöcke, sofern überhaupt große Blöcke vorhanden sind; Glutwolkenabsätze und Schlammströme haben an der Malinche kantigere Blöcke, die aber nur selten einen Durchmesser von über 1 m erreichen. Moränenablagerungen dagegen weisen häufig Blöcke von über 1 m Dicke auf.

Die Korrelierung der glazialen (?) und fluvioglazialen Sedimente (Abb. 6, Nr. 31) mit anderen Profilen bereitet Schwierigkeiten, denn das rötlich-violette Material der vulkanischen Brekzie läßt sich weder im Gelände noch aufgrund mineralogischer Befunde mit den vulkanischen Brekzien anderer Aufschlüsse parallelisieren. Auch die „Toba“-Sedimente sind sowohl hinsichtlich ihrer boden-, bzw. gesteinskundlichen Merkmale wie auch aufgrund ihrer mineralogischen Eigenschaften so einheitlich, daß mit ihnen eine Korrelierung verschiedener Profile nicht vorgenommen werden kann. So bleibt als einziger Anhaltspunkt der fossile Boden fBo1, der in diesem Zusammenhang aussagt, daß die glazifluvialen Ablagerungen älter als rund 25 000 Jahre sind; allerdings läßt sich nicht klären, ob sie dem MI-Vergletscherungsstadium angehören oder gar eine noch ältere Vergletscherung verkörpern. Die Tatsache, daß zwischen dem fBo1-Boden und den glazifluvialen Sedimenten verschiedene „Toba“-Ablagerungen, dazu ein Horizont aus vulkanischer Brekzie angetroffen werden, macht eine Korrelierung mit dem MI-Moränenmaterial anderer Profile zumindest fraglich.

Die Verhältnisse am Südrand des großen Schwemmkegels haben weitere Erkenntnisse über die Art der Vergletscherung ergeben. Die zwei Vorstöße der MIII-Vergletscherung sind hier ausgebildet und zeigen, daß die Gletscherzungen der beiden MIII-Vereisungen auch in diesem Gebiet nur aus einer großen Talung herausflossen. In etwa 3000 m NN bildeten die MIII 2-Gletscher Gletscherfächer aus, die sich anhand der Endmoränenkränze, die morphologisch im Gelände hervortreten, rekonstruieren lassen. Die MIII 1-Vergletscherung dagegen scheint nur eine kleinere, jedoch bis unterhalb 2900 m NN herabreichende breitere Gletscherzunge gehabt zu haben. Die MII-Vergletscherung zeigte – analog zu den anderen MII-Gletschern – auch auf der Ostflanke der Malinche eine schmale und lange Gletscherzunge, die bis 2750 m NN hinabgeflossen ist: die MII-Vergletscherung beschränkte sich auch hier nur auf den Bereich der großen Schlucht. Auf der Südseite des Schwemmkegels konnten die MII-Moränen nicht gefunden werden, und auch korrelierte glazifluviale Ablagerungen fehlen. Diese Befunde bezeugen wiederum, daß das untere Ende der MII-Gletscher nur als schmaler Talgletscher ausgebildet war. Aussagen über die Art der MI- und der fraglichen noch älteren Vergletscherung lassen die wenigen Beobachtungen nicht zu. Es ist aber anzunehmen, daß auch die älteren Vergletscherungen in tiefer liegenden Hangbereichen Gletscherzungen in den Tälern ausgebildet hatten.

3.1.5. Gletscherspuren am Malinche-Nordhang

Die Bereiche der nördlichen Malinche-Hänge sind nicht von gewaltigen, tiefen Schluchten zerschnitten. Die radiale Entwässerung hat hier zumeist nur kleine, wenige Meter tief erodierte Barrancas ausgebildet. Daher sind die Aufschlußverhältnisse an den Nordhängen weniger günstig als in den zuvor genannten Gebieten. Hinzu kommt, daß das Fehlen großer Schluchten, die bis in die Gipfelregion reichen, a priori die Existenz größerer pleistozäner Talgletscher – wie sie vom West-, Süd- und Osthang nachgewiesen sind – ausschließen. Verschiedene Profile der nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Hänge zwischen 2550 und 4200 m NN ergänzen die zuvor beschriebenen Beobachtungen.

Es wurde bereits erwähnt, daß der für die Korrelierung der Profile so wichtige Leithorizont aus rötlichen Bimslapilli mit Andesitfragmenten (rB) an den Nordhängen der Malinche in größeren Höhen selten vorkommt. Oberhalb des Ortes Cuahuixmatlac konnte das rB-Material noch in verschiedenen Profilen angetroffen werden (Abb. 6, Nr. 01), doch seine Mächtigkeit ist weit geringer als in den Profilen der Ost-, Süd- und Westhänge. 5-10 cm mächtig wird das rB-Bimsband, das am Nordwesthang unmittelbar über dem fBo1-Boden liegt und oberhalb 2550 m NN von einer äolisch sedimentierten vulkanischen Brekzie bedeckt wird. Weiter hangabwärts trifft man anstelle der vulkanischen Brekzie feine, warvenartig abgelagerte Sedimente an, die die fluvialen Abtragungsprozesse nach der Akkumulation der Brekzie dokumentieren. Über die jungquartäre Vergletscherung der Malinche sagt das Profil (Abb. 6, Nr. 01) nichts aus.

Am Nordwesthang sind glaziale Sedimente nur über 3000 m NN aufgeschlossen (Abb. 6, Nr. 1 bis 5). Oberhalb der Ortschaft Tepatlaxco befinden sich einige interessante Profile, die im folgenden zusammen behandelt werden sollen (Abb. 6, Nr. 1 bis 4). Das Profil Nr. 1 zeigt im Liegenden einen periglazialen Schutt, der durch geschichtete Kies- und Sandlagen gegliedert wird; das Schuttmaterial enthält vereinzelt Blöcke mit Kritzen und Schrammen; nur stellenweise läßt sich eine Einregelung der länglichen Komponenten hangabwärts feststellen. Die Gesteinsfragmente sind kantig, nur die größeren gekritzten Blöcke haben zugerundete Ecken. Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Material teilweise von einer dünnen Hanggletscherdecke bewegt worden ist. In zwei anderen Profilen (Nr. 3 und 4) werden diese Sedimente von Moränenschutt abgelöst. Darüber befindet sich stets ein feiner heller, 1–2 m mächtiger Bims-sand, dann folgt eine 1 m dicke Lage aus gelbem Bims mit Andesitfragmenten. Der Bims mit Andesit kann mit dem darüber liegenden Moränenschutt vermengt sein, was allerdings nur in den über 3250 m NN gelegenen Aufschlüssen zu beobachten ist. Der Moränenschutt selbst ist bis in Höhen von 3200 m NN anzutreffen, wo er auch Endmoränenwälle ausgebildet hat (Bild 18). Kleinere Unebenheiten des Reliefs werden durch die Überdeckung mit dem Moränenmaterial geglättet. Häufig sind an größeren Andesitblöcken Schliffflächen und Striierung vorhanden; kleinere Blöcke tragen oft Schrammen und Kritzen. Über den Moränen liegt „Toba“-Material von geringer Mächtigkeit, auf dem sich ein fossiler Boden bilden konnte. Ganz im Hangenden werden geschichtete, vulkanische, teilweise bimsführende Sande vorgefunden. Ein Andosol, der an manchen Stellen die Anzeichen krypturbater Einwirkungen aufweist, schließt das Profil ab.

Aufgrund der Korrelierung der Profile (Abb. 6) werden die Moränen den beiden Vorstößen der MIII-Vergletscherung zugeordnet; auch die absolute Höhenlage der Moränen sowie die Frische des Moränenschutts und die häufig angetroffenen Gletscherschrammen sind charakteristisch für die MIII-Vergletscherung. Die Beobachtungen im Gelände ergaben, daß der erste MIII-Vorstoß den Nordwesthang der Malinche selbst in Höhen um 3320 m NN nicht mehr



Bild 18: MIII-Moränenschutt in 3 250 m Höhe am Nordwesthang der Malinche. Die gerundeten, zum Teil mit glatten Schliffflächen versehenen Blöcke haben einen Durchmesser bis zu 3 m. Hier hatte eine Gletscherzunge ein kleines Tal in vulkanischen Lockerprodukten (vorwiegend Bims, im linken Bildteil zu sehen) ausgefüllt. Die vulkanischen Sedimente sind älter als das Moränenmaterial.

Foto 18: Till morrénico (M III) a 3250 mts. de alt. en la falda Noroeste de La Malinche. Los bloques, que en parte tienen facetas lisas, miden hasta 3 mts. de diámetro. En este lugar una lengua de glaciér ha rellenado un pequeño valle, con productos volcánicos sueltos (primordialmente pómez, véase izq. de la foto). Los sedimentos volcánicos tienen más antigüedad que el material del till morrénico.

völlig mit Eis bedeckte; die geschlossene Vergletscherung des Malinchegipfels zur MIII 1-Zeit erfaßte demnach nur die Bereiche über rund 3350 m NN. Auch der zweite Vorstoß brachte für die Hangbereiche bis in Höhen von über 3300 m NN – wie die Aufschlüsse beweisen – keine zusammenhängende Vergletscherung. Nur kleine Gletscherzungen konnten während der MIII 2-Zeit aus dem geschlossenen Firnfeld bis in Höhen von 3200 m NN herabfließen, wo sie bis zu 10 m hohe Endmoränenkränze hinterließen. Die Gletscher des zweiten Vorstoßes müssen sich relativ schnell und nur für kurze Zeit hangabwärts bewegt haben, denn die vulkanischen Bimse im Liegenden des Moränenmaterials sind nur wenig vom Gletschereis erodiert worden. In Höhen über 3300 m NN allerdings findet man nur noch Linsen und kleine Muldenfüllungen aus Bimsablagerungen. Unterhalb der MIII 2-Endmoränen schließlich nehmen die Bimse, die eine lokal sehr begrenzte Verbreitung haben, schnell an Mächtigkeit zu.

Glaziale Ablagerungen der älteren Vergletscherungen zeigt ein Aufschluß am NNW-Hang in 3010 m NN (Abb. 6, Nr. 5). Über Moränenschutt, der der MI-Vergletscherung zugeordnet werden muß, ist der fossile Boden fBo1 entwickelt. Dieser Boden kann hier eine Mächtigkeit von mehreren Metern erlangen; es wird vermutet, daß fBo1-Bodenmaterial zusammengeschwemmt wurde. Etwas weiter talwärts ist der fBo1-Boden nicht mehr zu finden; er wurde erodiert. Dort liegt das Material der MII-Moräne unmittelbar auf den MI-Moränen. Eine Wechsellagerung fossiler Böden (u. a. fBo2, fBo3) und von „Toba“-Sedimenten bestimmt den oberen Teil des Profils. Glaziale Ablagerungen des MIII-Stadiums wurden weder hier noch

in 3150 m NN angetroffen. Bimsführende vulkanische Sande bilden eine geringmächtige Bedeckung der Hangpartien. Die Aufschlußverhältnisse lassen keine Aussagen über die Ausdehnung einer geschlossenen Firn- bzw. Eisbedeckung des nordwestlichen Malinchehanges während der MI- und MII-Vergletscherung zu. Ob es sich bei den glazialen Sedimenten des Profils Nr. 5 um die Ablagerungen kleiner Gletscherzungen handelt oder aber um Grundmoränen einer geschlossenen Gipfelvereisung ist unbekannt.

Ergänzungen zur Ausbildung der MIII-Vergletscherung an den nördlichen Malinchehängen vermitteln die Profile in Höhen zwischen 2960 und 3400 m NN (Abb. 6, Nr. 6 bis 10). Auch hier ist die größte zusammenhängende Ausdehnung der MIII 2-Vergletscherung durch kleine Endmoränen in rund 3400 m NN im Gelände recht deutlich zu erkennen. Nur vereinzelt reichen die Endmoränenwälle etwas tiefer hinab, dort nämlich, wo sich kleine Gletscherzungen ausbilden konnten. Die Art der Vergletscherung scheint den Befunden nach der rezenten Vergletscherung an den nördlichen Hängen des Popocatepetl sehr ähnlich gewesen zu sein (vgl. Abb. 14). Neben typischem Moränenschutt mit oft zahlreichen geschrammten großen Blöcken werden glazifluviale Ablagerungen und oft mehrere Meter mächtige periglaziale Hangschuttsedimente angetroffen. Gleichzeitig belegen die Profile aus dem Gebiet der nördlichen Hänge, daß zur Zeit der MIII-Vergletscherung die vulkanische Aktivität in diesem Gebiet besonders groß gewesen sein muß, denn zwischen den MIII 1- und MIII 2-Sedimenten befinden sich fast immer vulkanische Lockerprodukte lokaler Herkunft. Über die ältere MII-Vergletscherung läßt sich aufgrund der Aufschlußverhältnisse am Nordhang wiederum wenig aussagen. Im Profil Nr. 8 zeigen die MII-Moränen durch ein dünnes, fluvial sedimentiertes Sandband an, daß sie möglicherweise während verschiedener kleiner Gletscherschwankungen akkumuliert wurden. In den Profilen 8 und 9 konnten auch Spuren des rB-Bims-Leithorizontes gefunden werden.

Im Bereich der oberen Waldgrenze findet man über dem MIII-Material häufig eine durch einen fossilen Boden zweigeteilte Bimslapilli-Lage. Der fossile Boden ist überall im Malinche-Gipfelbereich zu beobachten. Es handelt sich um den fBo3-Boden, der ein Alter von rund 8000 Jahren B.P. hat. Oberhalb 4200 m NN ist dieser fossile Boden nicht mehr anzutreffen, ebenso fehlen dort die Bimslapilli-Horizonte. Als Ursache dafür ist die holozäne Hangabtragung anzusehen, die während der Zeiten mit einer geringen Vergletscherung der nördlichen Gipfelhänge besonders stark war. Am Nordwesthang befinden sich kleine, bis zu 20 m hohe Moränenwälle über dem fBo3-Boden (Bild 19), die eine Hangvergletscherung zurückließ; möglicherweise waren bei der Bildung dieser Moränen auch blockgletscherartige Bewegungsvorgänge beteiligt. Die Moränen haben nur eine sehr dünne Bestreuung mit vulkanischen Lockerprodukten (vgl. Abb. 6, Nr. 12). TICHY (1968) nennt diese Moränen zum ersten Mal; er sieht in ihnen die Moräne eines Kargletschers der letzten Eiszeit. Die Tatsache jedoch, daß die Moräne über dem fBo3-Boden liegt, der ein Alter von rund 8000 Jahren hat, läßt bereits vermuten, daß diese glazialen Ablagerungen wesentlich jünger, nämlich holozän, sein müssen. An der Malinche können aufgrund der morphologischen sowie geologischen Beobachtungen keine weiteren Anhaltspunkte zur genaueren Datierung dieser Vergletscherung (MIV) gefunden werden; eine Korrelation der Malinche-Moränen mit den Moränen der Sierra Nevada jedoch ergibt für die MIV-Vergletscherung ein Alter von ca. 2000 Jahren B.P. (vgl. Kapitel 3.2.6.). Die geringe Bedeckung mit jüngeren vulkanischen Auswurfmassen und die frische Form der MIV-Moränen unterstreicht diese Datierung.

Die Nordosthänge der Malinche werden ebenfalls nur geringfügig durch Schluchten gegliedert. Oberhalb von Huamantla befinden sich einige Profile, die das bisher skizzierte Bild der jungpleistozänen Malinche-Vergletscherung ergänzen. In Höhen zwischen 2850 und 3040



Bild 19: Im Vordergrund sind die kleinen Wälle der MIV-Hangvergletscherung der Malinche zu erkennen. Sie befinden sich oberhalb der oberen Baumgrenze in rund 4150 m Höhe. Die hellen Flecken im Hangbereich dahinter werden von jungen vulkanischen Bimssanden gebildet. Im Hintergrund erkennt man die Sierra Nevada mit dem Popocatépetl (links) und der Iztaccíhuatl (rechts), die das Becken von Puebla-Tlaxcala im Westen überragen.

Foto 19: En el primer plano se distinguen las pequeñas lomas de la Glaciación M IV de La Malinche. Se encuentran encima del límite superior del bosque a 4150 mts. de alt. aprox. Las manchas claras en la zona de la falda en su parte posterior se forman por arenas volcánicas de pómez recientes. En el fondo se distingue la Sierra Nevada con el Popocatépetl (izq.) y el Iztaccíhuatl (der.) que sobresalen al oeste el Valle de Puebla-Tlaxcala.

m NN (Abb. 6, Nr. 13 bis 15) sind Ablagerungen aufgeschlossen, die im Liegenden einen intensiv verwitterten Moränenschutt zeigen, der deutlich gegen einen jüngeren Moränenschutt abgegrenzt ist. Die älteren Moränenablagerungen hatten ein leicht welliges Relief ausgebildet; bevor die jüngeren glazialen Sedimente akkumuliert wurden, erfolgte an vielen Stellen eine zum Teil recht starke Erosion des älteren Moränenschutts; diese Tatsache und die Ausbildung des ausgeprägten fossilen Bodens lassen erkennen, daß zwischen beiden Vergletscherungen eine längere Zeitspanne lag. Die Korrelierung der Profile, zusammen mit den geologisch-geomorphologischen Beobachtungen, erlaubt eine Zuordnung der liegenden Moränen zu dem MI-Stadium und der jüngeren Moränen zu der MII-Vergletscherung. Über dem MII-Moränenmaterial be-

finden sich „Toba“-Sedimente; die Grenze zwischen dem Moränenschutt und den hangenden lößartigen Ablagerungen ist an vielen Stellen stark verwürgt. Es folgt ein fossiler Boden. Darüber wird eine Abfolge vorwiegend vulkanischer Lockermassen angetroffen, die durch fossile Böden gegliedert werden. Die MIII-Vergletscherung reichte – wie aufgrund der Untersuchungen im Bereich der nördlichen und nordwestlichen Hänge zu vermuten ist – nicht bis in diese Höhen. Lediglich Kryoturbationen mit anschließender Akkumulation von „Toba“-Sedimenten im stratigraphischen Niveau der MIII-Moränen dokumentieren, daß während der MIII-Vergletscherung die Hänge um 3000 m NN von einem periglazialen Klima mit entsprechenden Ablagerungen und Formen geprägt wurden.

Wie weit die Gletscher der MI- und MII-Stadien hangabwärts gereicht haben, läßt sich nicht mehr im Gelände ermitteln. Geeignete Aufschlüsse fehlen. Vermutlich aber sagt das Auftreten der MI- und MII-Moränen am Nordosthang bis in Höhen um 2850 m NN nichts über die frühere geschlossene Vergletscherung der Malinche aus, denn die Profile befinden sich im Bereich einer langen, wenn auch nur wenig tief eingeschnittenen Barranca und die Gelände-verhältnisse zeigen, daß im Bereich dieser Barranca auch zur Zeit der MIII-Vergletscherung fluviale und glazifluviale Sedimente abgelagert wurden; daher darf man annehmen, daß sich hier während der verschiedenen Vergletscherungen kleinere Gletscherzungen talwärts erstreckten.

3.1.6. Zusammenfassender Überblick

Die Kombination tephrochronologischer Arbeiten mit den glazialmorphologischen Beobachtungen erlaubt eine einwandfreie Unterscheidung und ziemlich genaue Datierung der einzelnen Vergletscherungsphasen an der Malinche (vgl. HEINE 1973 a; HEINE et al. 1972, 1973).

Ein Sammelprofil der wichtigsten Horizonte einschließlich der Moränen (Abb. 12), verbunden mit den bisher vorliegenden ^{14}C -Datierungen, veranschaulicht folgende Ergebnisse: Die ältesten aufgeschlossenen Lockersedimente befinden sich am Osthang der Malinche; es sind Glutwolkenabsätze, die in sich durch verschiedene vulkanische Bims-, Sand- und Aschenlagen sowie geringmächtige „Toba“-Sedimente gegliedert werden. Der unterste Glutwolkenabsatz hat ein Alter von 38895 ± 1200 Jahre B.P. Ob diese Glutwolkenabsätze von einer ältesten Moräne unterlagert werden, ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen; glaziale Sedimente am Osthang der Malinche (vgl. Abb. 6, Nr. 31) können älter als die vulkanischen Brekzien sein; andererseits ist nicht auszuschließen, daß der glaziale Schutt mit den MI-Moränen zu parallelisieren ist. Mineralogische Untersuchungen der Glutwolkenabsätze lassen keine Unterscheidung verschieden alter Förderprodukte zu. Das MI-Moränenmaterial befindet sich stratigraphisch zwischen den Glutwolkenabsätzen und den Resten des fossilen Bodens fBo1, der das ^{14}C -Alter von 20735 ± 460 Jahre B.P. hat. MALDE (o. J.) hat diesen Boden ebenfalls datiert; seine ^{14}C -Analysen ergaben Werte von 23940 ± 1000 und 25920 ± 1000 Jahre B.P. Die Ablagerungen der MI-Vergletscherung haben demnach ein Alter von maximal rund 39000 (= Glutwolkenabsatz) und minimal rund 26000 (= fBo1-Boden-Datierung nach MALDE) Jahre B.P., d. h. sie sind Wisconsin-zeitlich. Nach RICHMOND (1970) würden sie dem Bull Lake/Pinedale Interval angehören (vgl. Tab. 6).

Die zeitliche Einordnung der MII-Vergletscherung ist durch ein ^{14}C -Datum gegeben, das für korrelierte Sedimente der MII-Moränen ermittelt worden ist (vgl. Abb. 6, Nr. 16 und 17). Danach beträgt das Alter für die MII-Vergletscherung rund 12100 Jahre B.P.; sie gehört damit noch der letzten Eiszeit an.

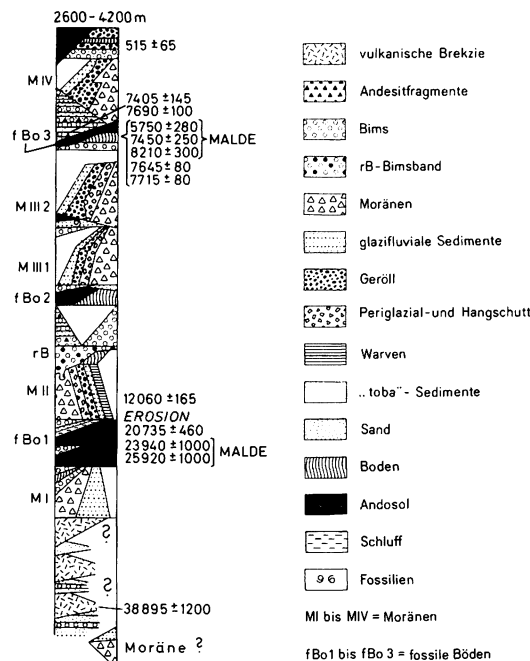


Abb. 12: Schematisches Sammelprofil der jungpleistozänen und holozänen Hangsedimente an der Malinche (unter besonderer Berücksichtigung der glazialen, glazifluvialen und periglazialen Ablagerungen).

Lámina No. 12: Representación esquemática de perfiles de los sedimentos de las faldas de la Malinche del Pleistoceno Reciente y del Holoceno (considerando especialmente los depósitos glaciales, fluvio-glaciales y periglaciales).

Für die jüngeren MIII-Moränen, die zweiphasig ausgebildet sind, läßt sich aufgrund tephrochronologisch-stratigraphischer Untersuchungen der Zeitraum für die Entstehung eingengen. Sie sind einerseits jünger als die ca. 12100 Jahre alten MII-Moränen, andererseits aber älter als die 7405 ± 145 und 7690 ± 100 Jahre B.P. alten Tuffe und der fossile Boden fBo3, der an manchen Stellen die MIII-Moränen überzieht. Der fBo3-Boden hat ein ^{14}C -Alter von 7645 ± 80 bzw. 7715 ± 80 Jahre B.P. (vgl. Abb. 6, Nr. 29; Abb. 9, Nr. 3). Die MIII-Gletschervorstöße werden auf ein Alter von ca. 9-10000 Jahre B.P. geschätzt (HEINE 1973 a + b), denn der fossile fBo3-Boden sowie verschiedene Lagen vulkanischer Sedimente darüber lassen vermuten, daß nach dem MIII-Gletscherrückzug eine gewisse Zeitspanne verstrichen ist.

Für die letzte, an der Malinche nachgewiesene Vergletscherung (MIV) gibt es nur wenig Anhaltspunkte einer zeitlichen Bestimmung. Die frischen Formen, die geringe Bedeckung mit vulkanischen Sedimenten und die äußerst geringe Verwitterung des Moränenmaterials, die allerdings auch auf die große Höhenlage zurückzuführen sein kann, erlauben nur eine Zuordnung dieser Vergletscherungsphase zu einer Klimaschwankung des Holozäns.

Eine Rekonstruktion des jungpleistozänen Vergletscherungsbildes (Abb. 13) der Malinche läßt sich für die MI-Zeit nur schwer vornehmen. Die spärlichen Zeugen der MI-Vergletscherung deuten darauf hin, daß am Ost- und Südhang je ein langer Talgletscher aus dem zerklüfteten Gipfelbereich der Vulkanruine floß und bis in Höhen von 2550 m NN gelangte. Wahrscheinlich existierten zwei weitere Talgletscher an den westlichen Hängen. Die Nordhänge waren vermutlich von einem großen Gletscherfeld bedeckt, aus dem einige kleine Gletscherzungen

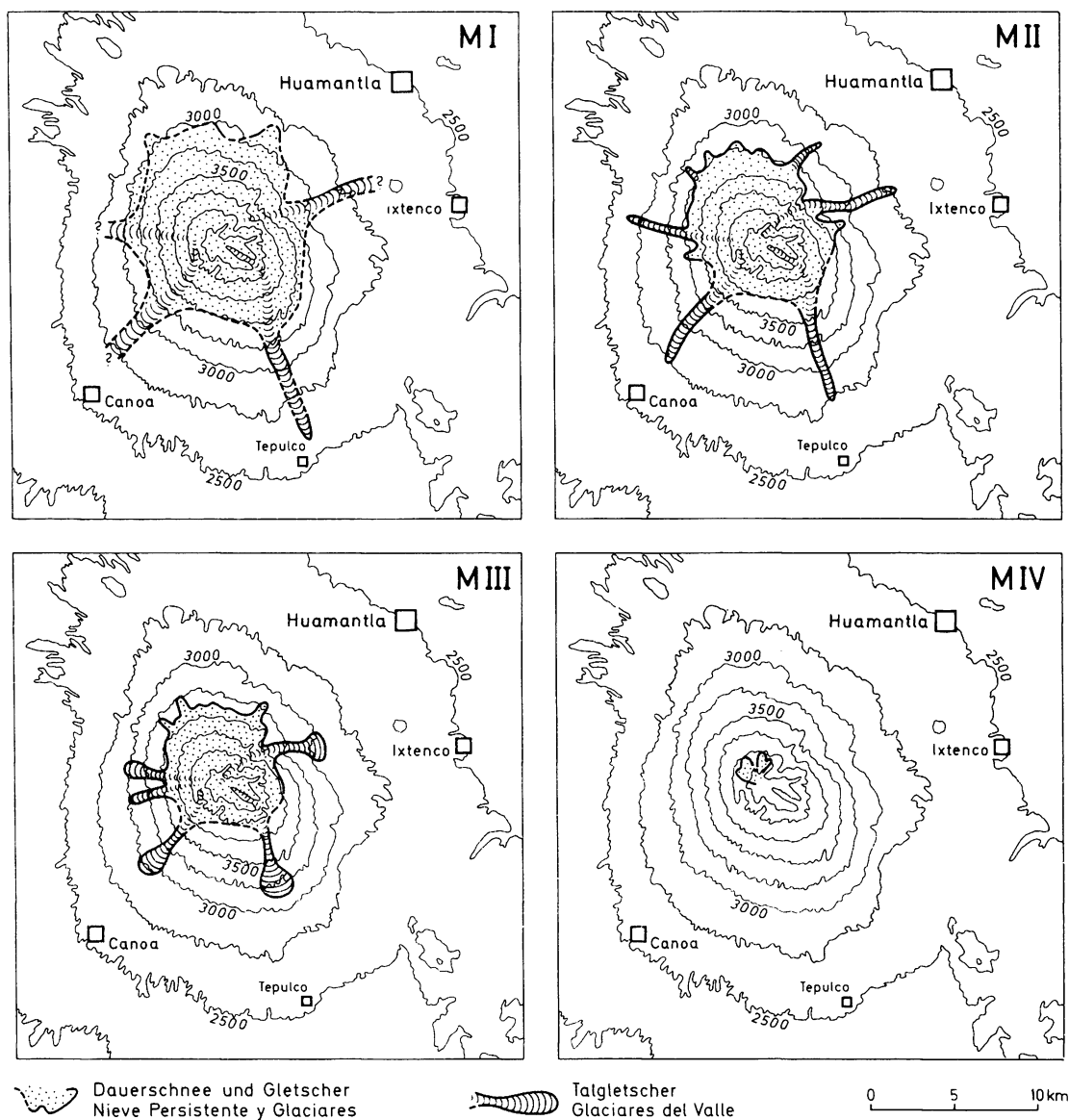


Abb. 13: Die Vergletscherungen der Malinche.

Lámina No. 13: Las glaciaciones de La Malinche.

herausfließen. Die Untergrenze einer geschlossenen Vergletscherung zur MI-Zeit ist unbekannt, jedoch darf – analog zu den Verhältnissen der MII-Vergletscherung – mit einer Lage dieser Grenze um 3000 m NN an den nördlichen Hängen gerechnet werden. Da die rezente Vergletscherung der mexikanischen Vulkane eine starke Expositionsabhängigkeit zeigt – die Süd- hänge sind an allen Vulkanen gletscherfrei –, muß angenommen werden, daß auch während der älteren, pleistozänen Vergletscherungen die Untergrenze der Eisbedeckung an den südexpo- nierten Hängen wesentlich höher lag als an den anderen Vulkanhängen.

Für die MII-Vergletscherung sind fünf lange Talgletscher nachgewiesen. Sie reichten am Westhang bis 2640 m NN, am Südwesthang bis 2750 m NN, am Südhang bis 2700 m NN, am Osthang bis 2750 m NN und am Nordosthang mindestens bis 2850 m NN herab (Abb. 7 u. 13). Sie hinterließen Grund- und Endmoränen, in denen größere Blöcke deutliche Gletscherschliffe zeigen können. Der längste MII-Talgletscher floß aus einer großen Schlucht nach Süden; er hatte vom oberen Karrand bis zu den Endmoränen eine Länge bis zu 12 km. Die vier anderen Talgletscher waren zwischen 6 und 9 km lang. Die Gletscherzungen hatten im Zehrgebiet oft nur eine geringe Breite bis zu einigen 100 m, da sie in enge Schluchten eingebettet waren. An die Endmoränen schließen sich talwärts stets glazifluviale Kies- und Sandablagerungen an; am Südhang sind im Anschluß an diese sanderartigen Sedimente Bändertone gebildet worden. Eine geschlossene Schnee- bzw. Eiskappe existierte an der Malinche während der MII-Vergletscherung bis zu einer Höhe von 3200 m NN an den nördlichen Hängen und bis zu 3400 m NN an den westlichen sowie östlichen Seiten des Vulkans. Für die Südhänge liegen keine Beobachtungen vor. Unterhalb der geschlossenen Schneebedeckung erstreckte sich ein Gebiet, in dem periglaziale Phänomene besonders häufig auftraten. Periglazialer Hangschutt und Kryoturbationen sind bis in Höhenlagen von 2750 m NN keine Seltenheit; Verwürfungen fossiler Böden und vulkanischer, geschichteter Ablagerungen wurden am Westhang bis in 2520 m NN gefunden.

Eine Rekonstruktion der MIII-Vergletscherungen ist wesentlich einfacher anhand der geologisch-geomorphologischen Befunde vorzunehmen als für die beiden genannten älteren Vergletscherungen. Zur MIII-Zeit rückten die Gletscher zweimal vor, und zwar kurz hintereinander und bis in etwa gleiche Höhenlagen. Die Endmoränenkränze der beiden MIII-Vergletscherungen liegen an den Ausgängen großer Schluchten des Gipfelmassivs um 3000 m NN; sie sind stets girlandenartig in Form breiter Fächer angelegt. Anzeichen für lange Gletscherzungen in engen Barrancas – wie zur Zeit der MII- und MI-Vergletscherungen – gibt es nicht. Die Endmoränenwälle sind im Gelände gut zu erkennen; sie erreichen Höhen zwischen 10 und 30 m. Große Blöcke sind oft mit Schlißflächen, Striemung und Kritzen versehen. Unterhalb der breit angelegten Endmoränenkränze befinden sich sanderartige Ablagerungen. Periglazialspuren – wie Kryoturbationen, Solifluktionsschutt etc. – treten bis 3000 m NN häufig auf; in tieferen Lagen sind Kryoturbationen selten. Am Nordhang jedoch kommen sie regelmäßig bis etwa 2800 m NN im stratigraphischen Niveau der MIII-Moränen vor. Für den Nordhang ist eine geschlossene Gletschereisbedeckung bis rund 3400 m NN nachgewiesen; hier flossen einige kleine Gletscherzungen fingerartig auch noch bis zu 200 m tiefer herab. Die Untergrenze der Eisbedeckung lag an den West- und Osthängen höher, vermutlich um 3600 m NN. Am Südhang verhindert die Bedeckung mit mächtigen vulkanischen Lockerprodukten die Festlegung der Eisausdehnung zur MIII-Zeit; man darf annehmen, daß auch hier oberhalb rund 3600 m NN in der Regel eine geschlossene Schnee- bzw. Eiskappe ausgebildet war. Die beiden getrennten Vorstöße der MIII-Gletscher erfolgten aus denselben Schluchten wie die der MII-Gletscher. Es gab zur MIII-Zeit wenigstens vier große Gletscher; am Südhang floß ein 7,5 km langer Eisstrom talwärts, an den anderen Hängen erreichten die Gletscher bis zu 5,5 km Länge.

Die kleinen Moränenbildungen der MIV-Vergletscherung am Nord- und Nordwesthang der Malinche in 4100–4200 m NN oberhalb der rezenten Waldgrenze bezeugen eine Hangvergletscherung, die lediglich die nördlichen Gipfelbereiche erfaßte. Die südlichen Hänge waren zur MIV-Zeit nicht von Gletschereis bedeckt, denn man muß – in Analogie zu den heutigen Verhältnissen an den höchsten Vulkanen Mexikos – auch während der MIV-Vergletscherung mit einer starken Expositionsabhängigkeit der Vergletscherung der steilen Gipfelhänge rechnen.

Die MIV-Moränen bilden kleine Wälle von maximal mehreren Metern Höhe; nach unten endeten die MIV-Hanggletscher – wie die Moränen zeigen – in Lappen und Zipfel ausgefranst, da sie Tiefenlinien der steilen Hänge sowie Linien stärkeren Eisnachschiebs folgten.

3.2. DIE SIERRA NEVADA

3.2.1. *Geologie, Morphologie, rezente Vergletscherung*

Östlich der Hauptstadt Mexiko liegt die N-S-verlaufende Vulkankette des Popocatepetl (5452 m), der Iztaccíhuatl (5286 m), des Telapón (4200 m) und des Tláloc (4160 m). Von einigen der größten Vulkane kann man annehmen, daß sie bereits im Tertiär, im Pliozän, vielleicht sogar Miozän oder Oligozän angelegt worden sind (NEGENDANK 1972; GUENTHER 1972; MOOSER et al. 1956; MOOSER 1962). Vieles spricht dafür, daß die ungeheuren Materialanhäufungen einen langen Zeitraum zur Aufschüttung benötigt haben. Bei den Riesenvulkanen handelt es sich um Stratovulkane. Die äußere Form wird beim Popocatepetl (Bild 20) vor allem durch Lockerprodukte bestimmt. Die Iztaccíhuatl dagegen ist schon stark abgetragen, so daß im wesentlichen harte Lavabänke die heutige Bergform bestimmen (Bild 21).

Der Popocatepetl, ein Vulkan mit konkav abfallenden Hängen, hat auf der Nordwestseite im oberen Teil einige aufragende Felszacken (Pico del Fraile), die als Reste eines älteren, jungtertiären, größeren Kraters gedeutet werden (MOOSER et al. 1958), denn der Anschnitt dieses



Bild 20: Blick von Nordosten auf den rauchenden Vulkankegel des Popocatepetl. An dem ca. 32–35° steilen Hang sind rechts die harten Lavabänke des Nexpayantla-Kraters zu erkennen. In der Bildmitte rechts befinden sich die ca. 30–40 m hohen Wälle der MIII 2-Endmoränen in 3150 m Höhe.

Foto 20: Vista desde el Noreste al pico volcánico fumeante del Popocatepetl. Se distinguen en la falda, que tiene un empine de aproximadamente 32 a 35°, a la derecha, los bancos de lava dura del cráter de Nexpayantla. En el centro de la foto, a la derecha, se encuentran las lomas de las morrenas terminales (M III 2) a 3150 mts. de altura, midiendo aprox. 30 a 40 mts.



Bild 21: Die Iztaccíhuatl von Südwesten gesehen. Das Gipfelmassiv wird aus stark erodierten und glazial überformten Lavabänken gebildet. Der linke Gipfel (El Pecho) hat die Höhe von 5 286 m. In der Bildmitte erkennt man den Talschluß des trogtalartigen Tlaltipitongo-Tales, in dem — auf dem Bild nicht mehr sichtbar — etwas weiter links die kleinen Moränenwälle der MIV-Vergletscherung (Milpulco) liegen.

Foto 21: Vista del Iztaccíhuatl desde el Suroeste. El macizo de la cumbre está formado por bancos de lava que están muy erosionados por parte de los glaciares. La cima (izq.) El Pecho se encuentra a 5286 mts. de altura. En el centro de la foto se distingue el circo del valle en U de Tlaltipitongo, en el cual están, ya no visibles en la fotografía, hacia la izq., las lomas pequeñas de morrena de la Glaciación MIV (Milpulco).

alten Nexpayantla-Kraters durch einen großen Talkessel zeigt die regelmäßige Abdachung der Gesteinsschichten nach außen. Parasitäre Vulkanhügel sind im oberen Teil des Popocatepetl gar nicht, im unteren nur spärlich vorhanden. Die unteren Hänge bis zu 4000 m NN sind von tiefen Radialschluchten zerfurcht, die oberen aber völlig unzerschnitten, woraus hervorgeht, daß der obere Kegel noch ganz jung ist. Er trägt einen sehr steilwandigen Krater von rund 800 m Durchmesser und ca. 300 m Tiefe. Den Kraterwänden entströmen an etlichen Stellen Fumarolen, und dauernd hört man Steinschläge an ihnen herabrieseln. Ausführliche Beschreibungen des Popocatepetl befinden sich bei YARZA (1971), DANNENBERG (1907), TAMAYO (1962), JAEGER (1926a), WEITZBERG (1921/22), FREUDENBERG (1909), WHITE (1949, 1951) u. a.

Die Nordhänge des Popocatepetl verschmelzen bis zu 3700 m NN mit den Südhängen der Iztaccíhuatl. Dieser verdankt seinen Namen ‚Die Weiße Frau‘ dem Aussehen seines 4 km langen, nordsüdlich verlaufenden, vergletscherten Kammes, der an eine auf dem Sockel des Berges aufgebahrte Frau erinnert. Nordwärts folgt nach 1,2 km ein weiterer, meist nicht in gleicher Weise mit Schnee bedeckter Gipfel, der Cerro Teyotl (4600 m).

Nach Untersuchungen auf der Westseite des Massivs konnten drei verschiedene Bauabschnitte voneinander getrennt werden. Ablagerungen der ersten Eruptionsphase, der sogenannten Xochitepec-Serie liegen am Fuße des Berges in Höhen zwischen 2500 und 2900 m NN. Es handelt sich dabei um Hornblende-Andesite, die nach MOOSER (1957) und FRIES (1956a + b)

aus dem Tertiär, vielleicht schon dem Oligozän bis Miozän stammen mögen (vgl. GUENTHER 1972). Die zweite, nächst jüngere Eruptionsphase baut den eigentlichen Berg auf. MOOSER (1957) spricht von einer andesitischen Iztaccíhuatl-Serie. Er vermutet, daß diese Gesteine früher Mächtigkeiten von über 2700 m erreicht hätten und meint, daß dann der Berg über 5500 m hoch gewesen sei. Die Abtragung muß danach erhebliche Gesteinsmassen entfernt haben. Mit der Untersuchung der Gesteine haben sich verschiedene Autoren befaßt, so ORDOÑEZ (1895), FARRINGTON (1897), ARELLANO (1953), FARNSWORTH (1957) und vor allem MOOSER (1962). Es handelt sich in erster Linie um helle, porphyritische Hornblende-Andesite, die aber gebietsweise auch reichlich Augit führen; dazu kommen Plagioklase. Es gibt zahlreiche Lavaströme, sowie interformationale Brekzien. Obschon diese Gesteine zum Teil kräftig erodiert sind, können sie verschiedenen Eruptionsstellen zugeordnet werden. Zu dieser zweiten Ausbruchsphase mag auch der Nexpayantla-Krater des Popocatepetl gehören.

Die dritte Eruptionsphase, die Lockerprodukte, vor allem Aschen aber auch Effusiva gefördert hat, wurde von MOOSER (1957, 1962) und von FRIES (1956 a + b) als basaltische Chichinautzin-Serie bezeichnet. Zu ihr gehört der große Vulkankegel des Popocatepetl. Späte Lavaströme dieser Phase brachen aus den Flanken des Cerro Teyotl, sowie wahrscheinlich aus der Iztaccíhuatl selbst (z. B. dem El Pecho). Sie flossen in ein stark erodiertes, bereits den heutigen Oberflächenformen weitgehend entsprechendes Gelände und stehen stellenweise in Verbindung mit eiszeitlichen Ablagerungen (GUENTHER 1972; WHITE 1962 a + b).

Neuere Untersuchungen (NEGENDANK 1972) haben ergeben, daß im Becken von Mexiko sowie der westlichen Sierra Nevada ein echter basaltischer oder rhyolitischer Vulkanismus fehlt; an Vulkaniten kommen Rhyodacite, Dacite, Quarz-Latit-Andesite, olivinführende Latit-Andesite, Quarz-Andesite und Olivin-Andesite vor. Die drei Perioden vulkanischer Tätigkeit, die im Oligo-Miozän, Obermiozän-Pliozän und ins Quartär fallen, unterscheiden sich dadurch, daß der tertiäre Vulkanismus dacitisch, der quartäre hingegen andesitisch entwickelt ist.

Im Jungquartär lassen sich zwei Förderfolgen innerhalb der Chichinautzin-Serie im Bereich der Sierra Nevada unterscheiden (vgl. Anhang I), die durch einen intensiv ausgeprägten Boden (fBo1) voneinander getrennt werden. Im Gebiet des Popocatepetl und der Iztaccíhuatl wurden Hypersthen-Augit-andesitische Tuffe gefördert; verschiedene Lavaströme bildeten sich an den Hängen. Die jüngste Förderfolge wird durch eine mehrfache Wechsellagerung von grauen Aschen und Bimslapilli-Lagen charakterisiert (KNEIB et al. 1973; MOOSER 1967; HEINE et al. 1973). Vom Jüngsten zum Ältesten handelt es sich um folgende Sedimente (vgl. dazu besonders KNEIB et al. (1973). Die Bezeichnungen der Bims- und Aschenlagen sind von KNEIB et al. (1973) übernommen.):

(a) Graue bis schwarze vulkanische Asche (C1).

(b) Grauer bis violetter Bims von 2-3 cm Durchmesser mit vereinzelt Andesitfragmenten, die kleiner als die Bimslapilli sind. Die Mächtigkeit der Schicht schwankt zwischen 30 und 100 cm; Ausbruchsherd ist – wie auch bei den folgenden Schichten – der Krater des Popocatepetl. Der jüngste Bims wurde in nordöstlicher Richtung (Cholula) gefördert. Er trägt die Bezeichnung P1.

(c) Unter diesem Bims liegt eine graue Asche (C2).

(d) Der darunter folgende Bims, der häufig zweigeteilt ist, hat infolge der Verwitterung eine gelbe bis gelbbraune Farbe; die Korngröße liegt zwischen 0,25 und maximal 2 cm. Die Mächtigkeit der Schicht beträgt 30-50 cm. An Fremdgestein befinden sich viele kleine dunkle Andesite besonders in den unteren Bimslagen. Der Verbreitung erfolgte ± symmetrisch zum Popocatepetl. Der Bims wird als P2-Bims bezeichnet.

(e) Darunter lagert wieder eine graue Asche (C3).

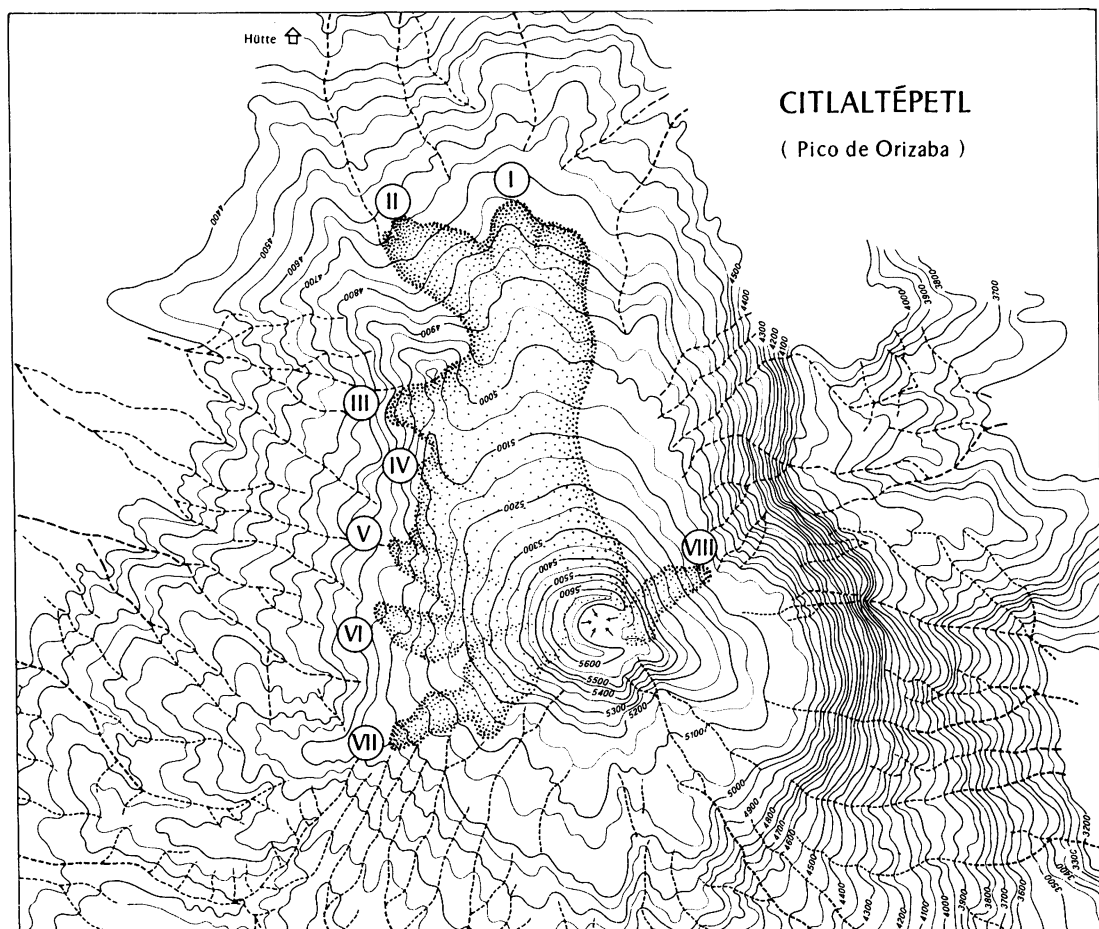
(f) Der älteste Bims tritt in mehreren getrennten Lagen auf. Seine Farbe ist rotbraun, typisch sind Andesitfragmente, die größer als die Bimslapilli sind. Die Bimse haben Korngrößen zwischen 4-5 cm, sind also recht grob. Sie sind sehr dicht gepackt. Besonders auf der Westseite der Sierra Nevada zeigen die gelbgrauen Bimse teilweise violette Anlauffarben. Die Förderung erfolgte vom Popocatepetl aus in nordwestlicher Richtung (Mexiko-Stadt). Der Bims wird als P3-Bims bezeichnet.

(g) Darunter wurde manchmal wieder eine graue Asche (C4) beobachtet. Über ihre Mächtigkeit können keine Angaben gemacht werden.

Über das Alter dieser, für die Datierung der Moränen an der Sierra Nevada sehr wichtigen Bimslagen ist bisher wenig bekannt. MOOSER (1967) konnte den P3-Bims im Becken von Mexiko wiederfinden und anhand von ^{14}C -Daten liegender und hangender Schichten zeitlich begrenzen; demnach war die P3-Eruption zwischen 14770 ± 280 und 12900 ± 400 Jahren B.P. Dieser Bims wird auch als PWA (= pumice with andesite) bezeichnet. Für den P2-Bims ermittelte das ^{14}C -Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover unter der Leitung von Dr. M. A. GEYH ein Alter von 4805 ± 60 (Hv 4883) Jahre B.P. Die datierte Probe entstammt einem verkohlten Baumstamm aus dem P2-Bims. Im gleichen Labor wurde für die P1-Bimslage ein Alter von 965 ± 60 Jahre B.P. ermittelt (frdl. mdl. Mitt. Dr. G. MIEHLICH).

Neben dem Pico de Orizaba sind der Popocatepetl und die Iztaccíhuatl die einzigen Vulkane Mexikos, die eine rezente Vergletscherung tragen. Obgleich der Popocatepetl seit Jahrhunderten oft bestiegen und beobachtet wurde, sind seine Gletscher nur selten in der Literatur erwähnt worden, so bei AGUILLERA et al. (1895) und FARRINGTON (1897). In jüngster Zeit – nach den kleinen Eruptionen des Popocatepetl in den Jahren 1920/21 – erwähnen WAITZ (1921a + b), WEITZBERG (1921/22) und CAMACHO (1925) die Existenz der Gletscher. 1954 veröffentlicht WHITE die erste Arbeit über mexikanische Gletscher und gibt genauere Angaben über das Firnfeld des Popocatepetl. Eine wissenschaftliche Erforschung der Gletscher erfolgte im Rahmen des Geophysikalischen Jahres (LORENZO 1962, 1964). Nach LORENZO existieren am Popocatepetl drei Gletscher; der Ventorillo-Gletscher nimmt über $400\,000\text{ m}^2$ ein und hat sein unteres Ende in 4690 m NN ; die beiden anderen Gletscher sind kleiner und reichen auch nicht so weit herab (vgl. Abb. 14). Eisdickenmessungen liegen am Popocatepetl nicht vor; WHITE (1954) ermittelte 1951 eine Eisdicke von ca. 40 m (nach Schätzungen an Gletscherspalten), LORENZO (1962, 1964) von rund 30 m am Ventorillo-Gletscher (ebenfalls nach Schätzungen).

Beobachtungen über die Vergletscherung der Iztaccíhuatl machte Pater JOSÉ ANTONIO DE ALZATE Y RAMÍREZ bereits in den Jahren zwischen 1781 und 1789 (ALZATE 1831). Das untere Ende eines großen ‚Eiswalles, der vor urdenklichen Zeiten gebildet worden sein muß‘, wird von ALZATE bei (umgerechnet) 4633 m NN angegeben; dieser Wert mag durchaus den wirklichen Gegebenheiten entsprechen (LORENZO 1964). 1894 erwähnt ORDOÑEZ die Iztaccíhuatl-Gletscher; später finden sich Angaben darüber bei WHITEHOUSE (1890), BOSE et al. (1901), BRECKER (1908), MELGAREJO (1910), FREUDENBERG (1911), JAEGER (1925, 1926a + b) und PRISTER (1927). FARNSWORTH (1957) und WHITE (1956) sowie BLASQUEZ (1961c) geben zum Teil genauere Angaben über die rezenten Gletscher des Berges. Nach LORENZO (1962, 1964) befinden sich neun Gletscher im Gipfelbereich der Iztaccíhuatl (Abb. 14). Am Osthang reicht der Gletscher VIII (glaciar centroriental) bis 4715 m NN herab, auf der Westseite endet der Gletscher IX (Ayoloco-Gletscher) in 4725 m NN . Über die Eismächtigkeiten der Iztaccíhuatl-Gletscher liegen keine verlässlichen Angaben vor; Gletscherspalten von 50 m Tiefe wurden beobachtet



A. Scheffer

Gletscher
Glaciares

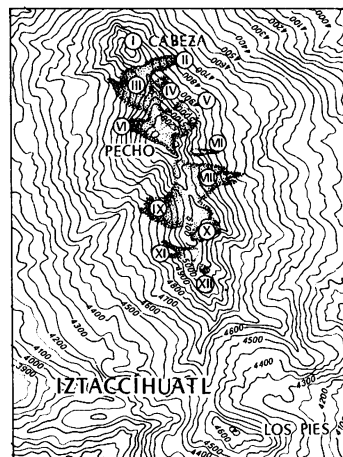
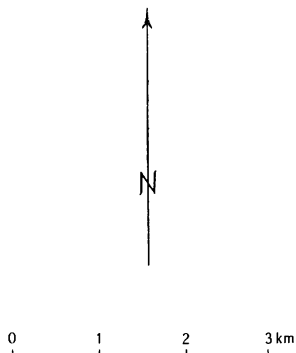
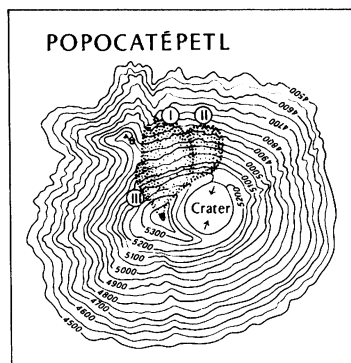


Abb. 14: Die rezente Vergletscherung des Citlaltépetl, Popocatépetl und der Iztaccíhuatl nach LORENZO (1962, 1964). Es bedeuten:

Lámina No. 14: La glaciación reciente del Citlaltépetl, Popocatépetl e Iztaccíhuatl, según LORENZO (1962, 1964). Significa:

Citlaltépetl: I = Chichimeco-Gletscher
II = Jamapa-Gletscher
III, IV und V = ohne Namen
VI = West-Gletscher
VII = Südwest-Gletscher
VIII = Ost-Gletscher
Popocatépetl: I = Ventorillo-Gletscher
II = Nord-Gletscher
III = Nordwest-Gletscher
Iztaccíhuatl: I = Cabeza-Gletscher
II = Cuello-Gletscher

III = Ayolotepito-Gletscher
IV = Nord-Gletscher
V = Nordost-Gletscher
(Krater-Gletscher)
VI = Westnordwest-Gletscher
VII = Nordost-Gletscher
VIII = Mitte-Ost-Gletscher
IX = Ayoloco-Gletscher
X = Südost-Gletscher
XI = Atzintli-Gletscher
XII = San-Agustín-Gletscher

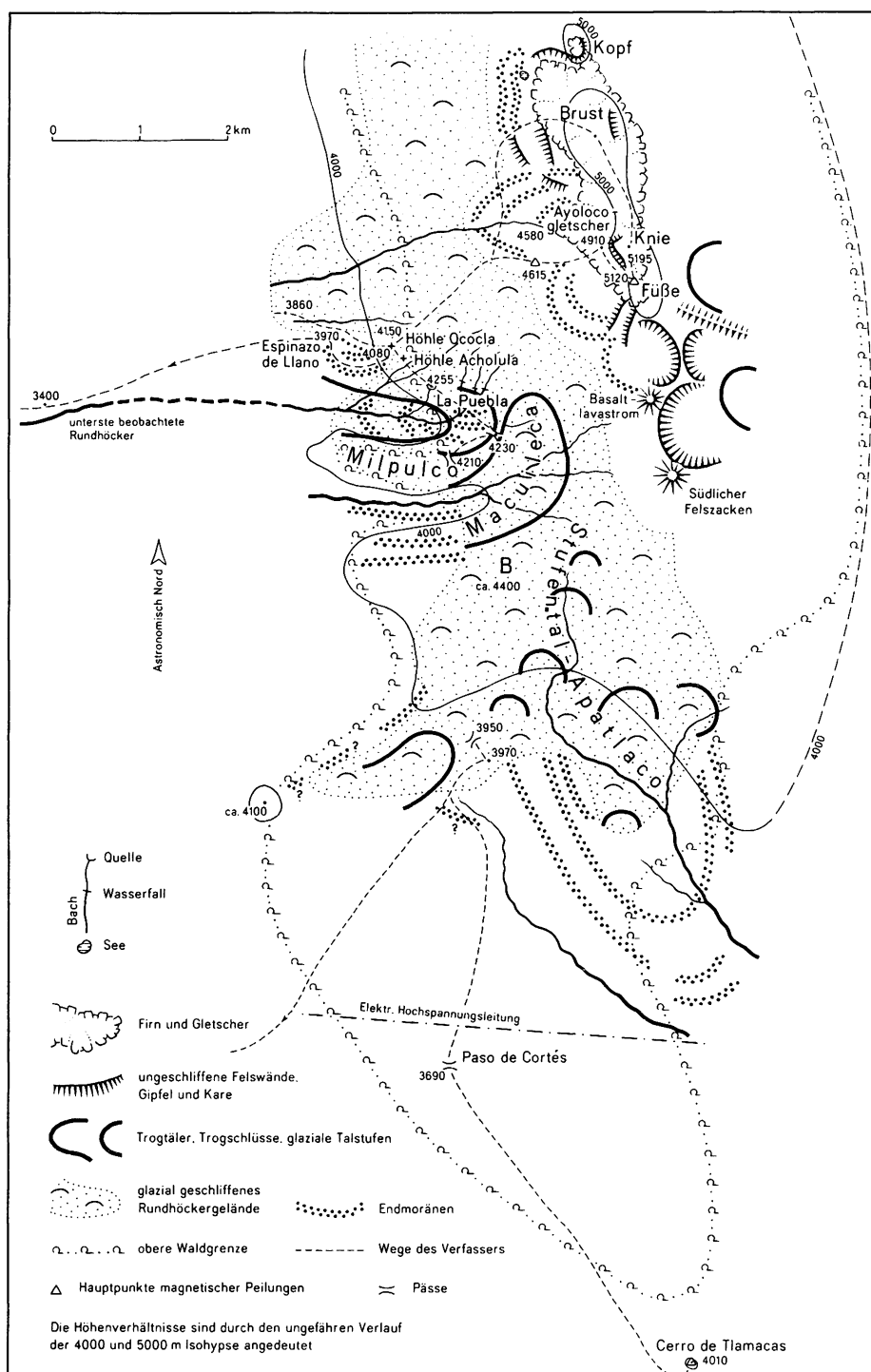


Abb. 15: Die Eiszeitspuren an der Iztaccíhuatl nach JAEGER (1926 a).

Lámina No. 15: Huellas de la época glacial en el Iztaccíhuatl, según JAEGER (1926 a).

(LORENZO 1964). Während beim Popocatepetl die Hauptvergletscherung am Nord- und Nordwesthang zu finden ist, zeigt der N-S-gestreckte Gipfel der Iztaccíhuatl die Gletscher auf der West- und Ostflanke, wobei die der Westhänge größer sind. Die gesamte Firnfläche der Iztaccíhuatl-Gletscher beträgt rund 1,2 Mill. m².

3.2.2. Jungquartäre Gletscherspuren auf der Nord-, West- und Südseite der Sierra Nevada

Beobachtungen über die Zeugen einer früheren Vergletscherung der Sierra Nevada liegen nur für den Westhang der Iztaccíhuatl vor. Da der Popocatepetl in seinen oberen Teilen einen frischen, fast unzerschnittenen Vulkankegel zeigt, glaubte man an eine holozäne Entstehung des Kegels und erwartete keine pleistozänen Gletscherspuren an dem Vulkan (vgl. JAEGER 1926a). Als erster beschreibt ORDOÑEZ (1894) die großen Moränenwälle mitsamt den verschiedenen kleineren Moränenbildungen unterhalb der rezenten Gletscherenden an der Westseite der Iztaccíhuatl. 1897 werden einige Moränenkränze aus dem gleichen Gebiet von FARRINGTON genannt, 1898 von FRÜH. Erst die Untersuchungen von JAEGER (1925, 1926a + b) ergaben, daß die Iztaccíhuatl im Pleistozän eine wesentlich stärkere Vergletscherung aufwies. Die wichtigsten Ergebnisse von JAEGERs Forschungen seien im folgenden kurz genannt (vgl. dazu Abb. 15). Die sehr viel weiter herabreichende eiszeitliche Vergletscherung des Vulkangebirges hatte die Form einer nur von wenigen Felszacken überragten Eiskuppe, der einige Talgletscher entströmten. Im Süden reichte eine Gletscherzunge in der Art einer Vorlandvergletscherung auf die Sattelfläche zwischen der Iztaccíhuatl und dem Popocatepetl. Die Gletscher hatten in den Tälern bedeutende Mächtigkeit. Die zusammenhängende Vergletscherung über den gesamten Hang reichte auf der Westseite mindestens bis 3860 m NN herab; Rundhöcker und Moränenschutt, die von einem Talgletscher herrühren, sind bis 3400 m NN nachgewiesen. Die Firngrenze wird für die Vergletscherungszeit in einer Höhe nicht über 3800-3900 m NN angenommen; wahrscheinlich lag sie sogar noch tiefer. Nach dem Erhaltungszustand der Glazialformen schließt JAEGER auf eine jungpleistozäne oder bis ins Jungpleistozän reichende Vergletscherung. Gleichzeitig betont er, daß die von ihm genannten Werte wegen der noch lückenhaften Beobachtung Minimalwerte der Vergletscherung sind.

Erst 1944 befaßt man sich wieder mit der Vergletscherung der Iztaccíhuatl (ROBLES RAMOS 1944); kurz darauf unternimmt DE TERRA (1947, 1949 in DE TERRA et al.) den Versuch, die Glazialspuren stratigraphisch zu gliedern und mit den See- und Alluvialablagerungen im Becken von Mexiko zu korrelieren. Nach DE TERRA et al. (1949) lassen sich die Moränen der Iztaccíhuatl-Westflanke in verschiedene Gruppen unterteilen (Abb. 16). Am weitesten reichte die Salto-Vergletscherung talwärts (bis 3100 m NN); sie wird durch große Blöcke charakterisiert. In 3200-3300 m NN liegen die Moränen der Xopaná-Vergletscherung; sie sind stark verwittert und tiefbraun gefärbt. Die Moränen der dritten Vergletscherung (Trancas) befinden sich in 3400 m NN. Bei 3800-3900 m NN sind Rückzugsmoränen (El Circo) ausgebildet. Die Endmoränen der Ayolotepito-Vergletscherung liegen in 4350 m NN; zwischen ihnen und den rezenten Gletschern befinden sich drei kleinere Rückzugsmoränenwälle. In einer tabellarischen Zusammenstellung korreliert DE TERRA die Moränenstadien mit den Sedimenten aus dem Becken von Mexiko sowie den bekannten Kulturstufen; gleichzeitig wird eine Rekonstruktion des Klimaganges vorgenommen (Tab. 1). Die Ergebnisse DE TERRAs werden weiter unten diskutiert.

WHITE (1953, 1956, 1962a + b) hat die gesamte Westflanke der Iztaccíhuatl untersucht. Wie DE TERRA et. al. (1949) findet auch er verschiedene Moränenstadien (Abb. 17, Tab. 2). Aufgrund

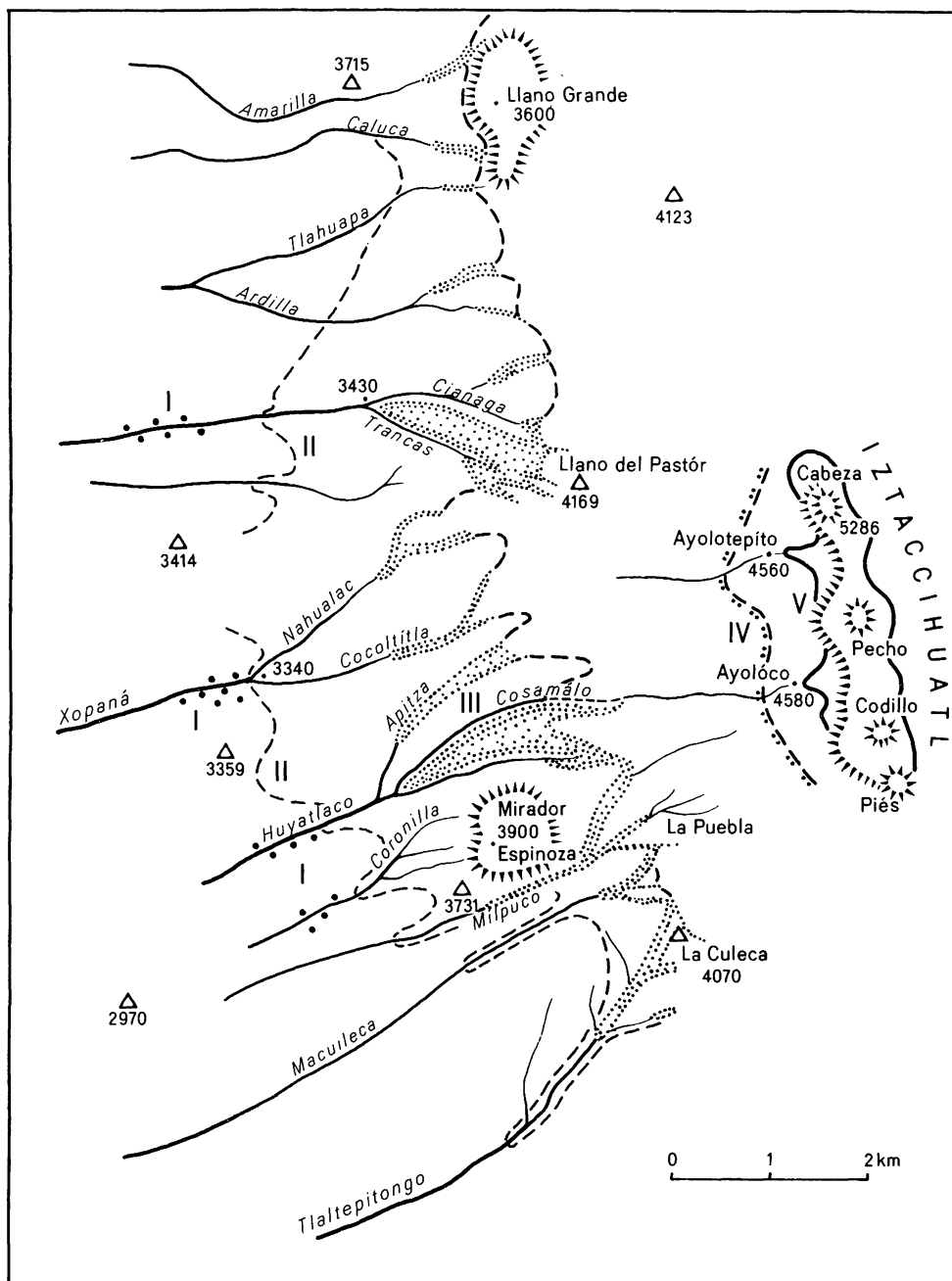


Abb. 16: Glazialbildungen der Iztaccíhuatl-Westflanke nach DE TERRA et al. (1949). Es bedeuten:

- | | |
|--|--|
| I = Blöcke der Salto-Vergletscherung | IV = Endmoränen des post-pleistozänen Eisvorstoßes |
| II = Grenze der Xopaná-Vergletscherung | V = Grenze der rezenten Vergletscherung |
| III = Talgletscher der Trancas-Vergletscherung | |

Lámina No. 16: Formación de glaciares en el flanco occidental del Iztaccíhuatl, según DE TERRA et al (1949). Significa:

- | | |
|---|--|
| I = Bloques de la glaciación Salto | IV = Morrenas terminales del avance del post-Pleistoceno |
| II = Límite de la glaciación de Xopaná | V = Límite de una glaciación actual |
| III = Glaciar del valle de la glaciación de Trancas | |

Table 1: Stratigraphic, Kulturstufen und Klimagang im Becken von Mexiko nach DE TERRA et al. (1949)
 Tabla No. 1: Estratigrafía, grados culturales y evolución del clima en el Valle de México, según DE TERRA et al. (1949).

Geologic Age	Alluvial Sequence	Phases	Lake Sequence	Glacial Sequence on Iztaccihuatl	Climate	Culture Sequence
RECENT	Arroyo cutting and general erosion	I	Low lake level (artificial) Early Colonial lake	Ice recession to 4,600 m	Present	Modern Classic Teotihuacan to Aztec
	Los Remedios terrace	II	High lake level — silts and tlatel deposits	Recession	Present with dry spell	?Early Teotihuacan 100—200 A. D.
	Erosion by 3—4 m	III	Lower lake level — saline crust II	Recessional moraines II and III	Moist spell	Late Archaic 300 B. C. — 100 A. D.
	Rio Hondo terrace	IV	High lake level — tlatel deposits	Ice recession	Dry spell	Early Archaic older than 300 B. C.
	Erosion	V	Low lake level — saline crust I			
	Totolzingo terrace and earth with caliche gravel at base	VI	High lake level (7—8 m above Early Colonial lake) Shell — and plant bearing lake marl, 8—14 inches	Terminal moraine of <i>Ayolotepito advance</i> at 4,350 m	slightly moister	CHALCO-
	Interinformational caliche III 4 to 10 inches	VII	Caliche 0—8 inches — during prolonged low lake level	Prolonged ice recession of all then existing glaciers	drier than at present	CULTURE — COMPLEX — beginning about 7,000—8,000 B. C.
	Young <i>Becerra alluvium</i> : terrace gravels and sands with vertebrate fossils, locally yellow powdery ash on yellow to cream-colored clays and silts with soil structures 12—30 feet	VIII IX	El Risco buff lake clay 8—20 inches El Risco beach III El Risco gray-greenish sand El Risco beaches I and II	Recessional moraines at 3,800—3,900 m (El Circo) <i>Trancas ice advance</i> moraines at 3,400 m through valleys, outwash gravels with boulders, slightly weathered	waning of last pluvial cooler and moister	Tepexpan Man San Juan culture
	Interinformational caliche II 1—2 inches Erosion			Interstadial deglaciation and erosion	drier and warmer	
	Old <i>Becerra alluvium</i> : loessial tuff, fine sands with gravel, clay and silts of gray to pinkish color, tuffaceous sand Vertebrate fossils in upper clays 20 to 32 feet		Bentonite Diatomaceous silts and clays	<i>Xopaná ice advance</i> moraines at 3,200—3,300 m brown soils, moraines much weathered, glaciers up to 5 km long	much cooler and moister	
UPPER PLEISTOCENE	Interinformational caliche I 1/4 to 1 inch Erosion <i>Tacubaya</i> brown hard clay and sand with limonitic concretions			Interstadial deglaciation and erosion <i>Salto ice advance?</i> boulder trains at 3,100 m and below	drier and warmer	

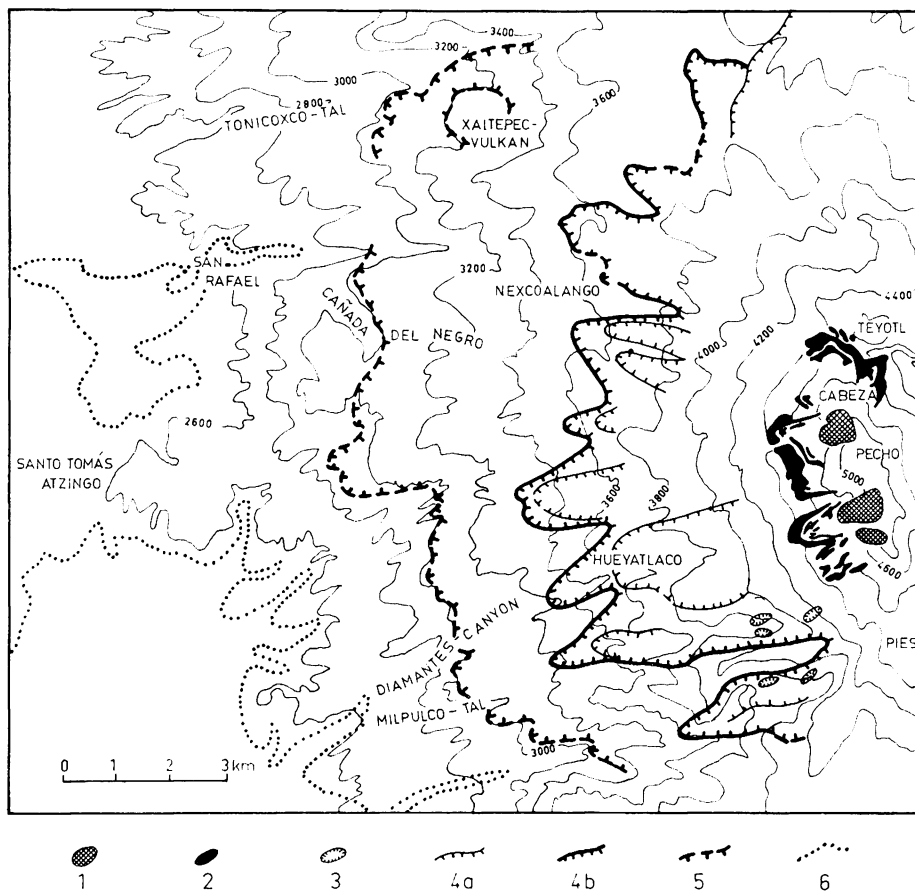


Abb. 17: Die Vergletscherungsstadien auf der Westflanke der Iztaccíhuatl nach S. E. WHITE (1962 a + b). Es bedeuten:

- | | |
|-----------------------|---|
| 1 = rezente Gletscher | 4 a = Hueyatenco-Moränen (jüngerer Vorstoß) |
| 2 = Ayoloco-Moränen | 4 b = Hueyatenco-Moränen (älterer Vorstoß) |
| 3 = Milpulco-Moränen | 5 = Nexcoalango-Moränen |
| | 6 = Grenzen der Schwemmkegel |

Lámina No. 17: Fases de glaciación en el flanco occidental del Iztaccíhuatl, según S. E. WHITE (1962 a + b). Significa:

- | | |
|--------------------------|--|
| 1 = glaciares actuales | 4 a = morrenas de Hueyatenco, avance segundo |
| 2 = morrenas de Ayoloco | 4 b = morrenas de Hueyatenco, avance primero |
| 3 = morrenas de Milpulco | 5 = morrenas de Nexcoalango |
| | 6 = límites del abanico aluvial |

eingehender Studien kommt er zu folgenden Ergebnissen: Einen ältesten nachgewiesenen, vermutlich prä-Wisconsin-zeitlichen Gletschervorstoß repräsentieren tillitartige Bildungen bei San Rafael in etwa 2450 m NN. Die glazialen Ablagerungen von Nexcoalango ordnet WHITE dem Tonicoxco-Stadium der Wisconsin-Eiszeit zu; die Moränen befinden sich in Höhen zwischen 2750 und 3050 m NN. Die beiden Vorstöße, die die Hueyatenco-Moränen in 3135–3650 m NN bildeten, gehören nach WHITE zum Diamantes-Stadium der Wisconsin-Eiszeit. Die Milpulco-Moränen in Höhen zwischen 3650 und 3760 m NN sind nach dem genannten Autor Bil-

Tabelle 2: Zusammenstellung jungpleistozäner stratigraphischer Begriffe für die Westseite der Iztaccíhuatl (nach WHITE 1962 b)

Tabla No. 2: Recopilación de conceptos estratigráficos del Pleistoceno Reciente, usados para la región occidental del Iztaccíhuatl (según WHITE 1962 b).

	Zeiteinheiten		Petrographische Einheiten
	Hypothermal Phase	Ayolotepito recessional phases	Ayoloco-Moränen
Neothermal Stage		Ayolotepito Substage	
	Hypsithermal Interval		
Wisconsin Stage	Alcalican Substage		Milpulco-Moränen
	Diamantes Substage	Second Advance	Hueyatlaco-Moränen
		First Advance	
	Tonicoxco Substage	Separate advances not distinguished	Nexcoalango-Moränen
Pre-Wisconsin Stage			Tillitartige Sedimente (innerhalb der älteren Schwemmfächer-ablagerungen)

dungen des Alcalican-Stadiums der ausgehenden Wisconsin-Eiszeit. Die Ayoloco-Moränen in 4270-4410 m NN werden dem Holozän zugewiesen. Die Datierungen WHITEs beruhen auf geologischen, geomorphologischen und bodenkundlichen Beobachtungen. Nach WHITE reichte die pleistozäne Vergletscherung am Westhang der Iztaccíhuatl geschlossen bis in Höhen zwischen 2750 und 3050 m NN herunter. In seiner Karte (Abb. 17) sind die Endmoränen des Tonicoxco-Stadiums entsprechend eingezeichnet. Die Vorstellung einer früheren Ver-

gletscherung des gesamten Gebirgsmassivs oberhalb rund 3000 m NN mit einer Gletscherfläche von 150 km² nur für die NW-, W- und S-Hänge, einer allgemeinen Eismächtigkeit von 70-90 m und einer Eisdicke in den Tälern bis zu 400 m ist weiter unten sorgfältig zu prüfen, denn eine derart große Ausdehnung der pleistozänen Gletscher – wie WHITE sie annimmt – ist nur möglich, wenn die eiszeitliche Schneegrenze eine entsprechend starke Depression erfahren hätte, nämlich um über 2000 m.

Nur der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß BLASQUEZ (1961c) am Westhang der Iztaccíhuatl Gletscherschliffe und Rundhöcker als Zeugen einer ehemals bis 3800 m NN herabreichenden Vergletscherung beschreibt, ebenso ein U-Tal, das in 3400 m NN die am tiefsten gelegenen Gletscherschliffe aufweist. Da diese Angaben mit den Beobachtungen JAEGERs (1926a) identisch sind, vermute ich, daß BLASQUEZ die Angaben von JAEGER zitiert hat. Weiterhin sollen nach BLASQUEZ bereits während der Nebraskan-, Kansan- und Illinoian-Kaltzeit Gletscher an der Iztaccíhuatl bestanden haben, deren Moränen jedoch erodiert wurden. Die Beweisführung dafür bleibt BLASQUEZ allerdings schuldig. Nur die Moränenwälle aus der Wisconsin-Kaltzeit sind nach ihm oberhalb 4300 m NN im Ayoloco- und Ayolotepito-Tal deutlich sichtbar.

3.2.2.1. Der Rio Frio-Paß

WHITE (1962a + b) glaubt an eine geschlossene Vergletscherung der Iztaccíhuatl in Höhen über 3000 m NN. Da – wie an der Malinche sichtbar wurde – mit einem expositionsabhängigen Verlauf der früheren Firngrenze gerechnet werden muß, stellte sich sofort die Frage, ob im Bereich des 3200 m hohen Rio Frio-Passes die Spuren älterer Vergletscherungen anzutreffen sind. Der Rio Frio-Paß befindet sich auf dem Sattel zwischen der Iztaccíhuatl im Süden und dem Telapón im Norden. Durch den Bau der Autobahn Mexiko-Puebla wurden im Bereich des Passes, aber auch an den östlichen und westlichen Hängen viele künstliche Aufschlüsse geschaffen, die Einblicke in die Abfolge der jüngeren Schichten der Sierra Nevada gewähren. CORNWALL (1968a + b, 1970) benutzt diese Aufschlüsse entlang der Autobahn, um eine stratigraphische „Brücke“ zwischen dem Becken von Mexiko einerseits und dem Becken von Puebla andererseits herzustellen.

Verschiedene Aufschlüsse im Gebiet des Rio Frio-Passes zeigen übereinstimmend folgende Schichtabfolge (Abb. 18): Das Liegende wird aus Gesteinen verschiedener Lavaströme gebildet, die ein kuppiges Relief geschaffen haben, in denen geschlossene runde und langgestreckte Hohlformen besonders typisch sind (vgl. ERN et al. 1972). Es handelt sich um olivinführende Phänobasalte und Phänoandesite grobkörniger Struktur. Diese Gesteine werden von Bimsedimenten einer Glutwolkeneruption überlagert, deren Alter durch die ¹⁴C-Datierung eingeschalteter verkohlter Baumstämme verschiedener Pinus-Arten ermittelt worden ist; CORNWALL (1968a) gibt ein Alter von über 35000 Jahre B.P. an; MALDE (o. J.) nennt folgende Daten: über 40000 Jahre B.P., ermittelt durch STEEN MCINTYRE, über 35000 Jahre B.P., ermittelt durch MOOSER, und $22335 \pm \begin{smallmatrix} 2055 \\ 1565 \end{smallmatrix}$ Jahre B.P., ermittelt durch MALDE. Darüber befinden sich im Aufschluß RF 1 (Abb. 18) Laharablagerungen, die zum Teil eine deutliche Schichtung zeigen; in den anderen Aufschlüssen werden die Bimse von „Toba“-Sedimenten überlagert. Es folgen verschiedene Schichten aus Bimsen, vulkanischen Aschen und „Toba“-Ablagerungen; die oberste Bimsschicht enthält Andesitfragmente. Diese Bimslage (P3) kann als Leithorizont im Bereich der Sierra Nevada und des Beckens von Mexiko angesehen werden. MOOSER (1967) kann diesen Bims mit Andesit (PWA) in Profilen von Mexiko-Stadt bis zum Paso de Cortés

verfolgen; KNEIB et al. (1973) weisen nach, daß der Bims aus dem Krater des Popocatepetl in nördlicher bis nordwestlicher Richtung gefördert wurde. In den Profilen des Rio Frio-Paßgebietes wird der P3-Bims von geringmächtigen vulkanischen Aschen und/oder „Toba“-Sedimenten bedeckt, auf denen sich der rezente Boden entwickeln konnte. In der Regel handelt es sich um dunkelbraune bis schwarze andosolartige Bodentypen (ERN et al. 1972; KNEIB et al. 1973). Die RF-Profile (Abb. 18) lassen sich mit den von CORNWALL (1970) dargestellten Sammelpprofilen parallelisieren.

An keiner Stelle wurden glaziale Ablagerungen im Bereich des Rio Frio-Passes angetroffen. Auch CORNWALL hat keine Moränen oder andere Glazialspuren gefunden. Es läßt sich daher mit Sicherheit sagen, daß – legt man die jüngste der o. a. ^{14}C -Datierungen für die Glutwolkenbimse den nachfolgenden zeitlichen Angaben zugrunde – während der letzten 22000 Jahre keine Gletscher bis zum Rio Frio-Paß von den Nordhängen des Iztaccíhuatl-Massivs und auch nicht von den Südhängen des Telapón vorgedrungen sind.

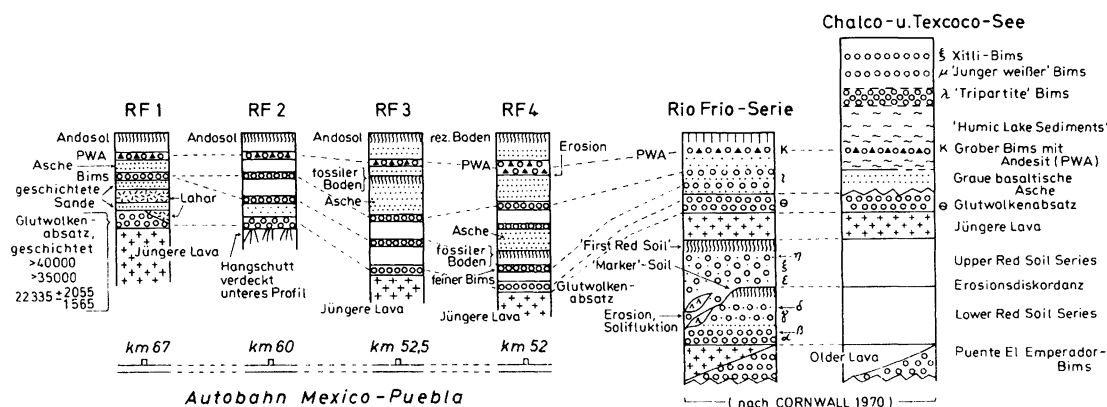


Abb. 18: Profile aus dem Gebiet des Rio Frio-Passes. Die ^{14}C -Daten des Glutwolkenmaterials verschiedener Autoren wurden berücksichtigt. Rechts sind schematische Sammelpprofile nach CORNWALL (1970) dargestellt; sie werden mit den RF-Profilen parallelisiert.

Lámina No. 18: Perfiles de la región del Paso de Río Frío. Se consideraron los datos ^{14}C de varios autores, para el material de la nube ardiente. A la derecha representación del conjunto de perfiles esquematizados, según CORNWALL (1970), que se consideraron paralelamente con perfiles RF.

Wiederholt lassen sich Schuttlinsen aus recht grobem Material in den Profilen beobachten, und zwar unter dem PWA-Bims; sie zeigen weder Anzeichen einer Schichtung noch einer Materialsortierung; sie können sich über große Gebiete erstrecken und auch eine beachtliche Mächtigkeit (bis zu einigen Metern) erlangen. Stratigraphisch liegen sie stets unter dem PWA-Horizont, teilweise tritt an die Stelle der Schuttlinsen und -bänder eine Erosionslücke, die oft auch noch die P3-Bims-Lage erfaßt. Hier liegen Spuren aus einer Zeit einer verstärkten Abtragung vor, während der auch Solifluktion herrschte. Das Gebiet des Rio Frio lag demnach zeitweise in einer von periglazialen Prozessen geprägten Zone, für die es auch weiter talwärts bis in Höhen um 2700 m NN noch Zeugen gibt. So konnte LORENZO (1969a+b) beispielsweise auf der Westseite der Sierra Nevada an der Autobahn in 2730 m NN und darüber Eiskeile und kryoturbat gebildete Taschenböden beobachten. Die Beschreibungen und Abbildungen LORENZO's lassen erkennen, daß es sich bei den genannten Formen um periglaziale Bildungen handelt; die Beobachtungen über den periglazialen Formenschatz am Malinche-

Vulkan bekräftigen LORENZO's Darstellung, denn auch dort sind Kryoturbationen aus Höhenlagen um 2700 m NN, in vielen Fällen auch aus wesentlich tieferen Gebieten, bekannt. LORENZO glaubt, daß die von ihm beobachteten Kryoturbationen und Eiskeile zeitlich der von WHITE (1962a + b) beschriebenen Tonicoxco-Vergletscherung angehören (s. Tab. 2), denn die entsprechenden Nexcoalango-Moränen befinden sich in Höhen zwischen 2750 und 3050 m NN; sie sollen die größte geschlossene Vergletscherung der Westseite der Iztaccíhuatl während des Jungpleistozäns dokumentieren.

Ebenfalls auf die Nexcoalango-Moränen bzw. die Tonicoxco-Vergletscherung WHITE's beruft sich CORNWALL (1970) bei der zeitlichen Einordnung einer intensiven Erosionsphase zwischen zwei markanten fossilen Böden (Abb. 19). Diese Erosionsphase ist in anderen Aufschlüssen durch geschichtete, wie auch ungeschichtete Geröll- und Schuttlagen und -linsen vertreten. CORNWALL (1970) sieht hierin Beweise für periglaziale Verhältnisse nach der Ausbildung des sogenannten 'Marker'-Bodens.

Die eigenen Beobachtungen entlang der Autobahnaufschlüsse haben ergeben, daß die Taschenböden und Eiskeile (LORENZO 1969a + b) stratigraphisch oberhalb des 'First Red Soil' liegen, d. h. wesentlich jünger sein müssen als die von CORNWALL (1970) genannte Erosionsdiskordanz. Ein gleiches Alter für beide Erscheinungen ist ausgeschlossen. Im Kapitel über die Beziehungen zwischen den Vergletscherungen der Sierra Nevada und denen der Malinche werden die stratigraphischen Verhältnisse eingehend diskutiert. Hier sei nur vermerkt, daß der 'First Red Soil' dem fBo1-Boden der Malinche entspricht.

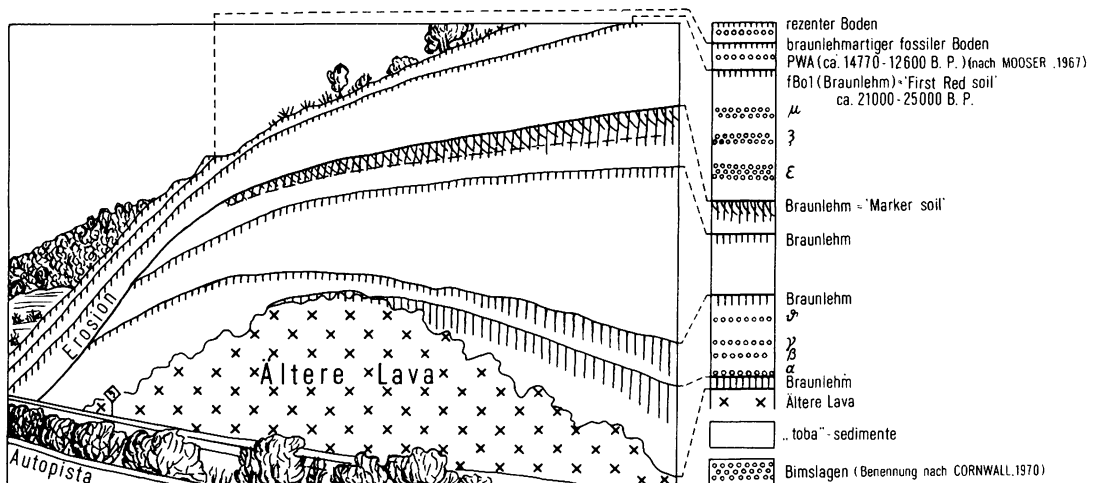


Abb. 19: Aufschluß an der Autobahn Mexiko—Puebla (km 41,5). Über der älteren Lava befinden sich verschiedene Schichten aus Bims und „Toba“-Sedimenten, die durch fossile Böden gegliedert werden. Der „Marker“-Boden CORNWALLS wird von einer Erosionsdiskordanz abgeschnitten (vgl. CORNWALL 1970).

Lámina No. 19: Perfil en la autopista México-Puebla Km 41.5. Encima de la lava antigua se encuentran varias capas de pómez y sedimentos de „toba“ que se separan por suelos fósiles. El suelo „Marker“ de CORNWALL se interrumpe por una discordancia de erosión (véase CORNWALL 1970).

3.2.2.2. Die Nordhänge der Iztaccíhuatl

Über frühere Vergletscherungen der Nordhänge der Iztaccíhuatl sind in der einschlägigen Literatur keine Angaben zu finden. Allein die Moränenkränze oberhalb 4300 m NN zwischen dem Kopf (= Cabeza) der Iztaccíhuatl und dem Teyotl (s. Abb. 17 u. 23) sind von WHITE (1962a) kartiert worden; es handelt sich um Ayoloco-Moränen, die ins Holozän (Hypothermal) gestellt werden.

Wenn man das Atoyac-Tal oberhalb der Ortschaft Tlahuapan aufwärts geht, so bemerkt man in rund 2750 m NN, daß sich das Tal weitet, daß aber gleichzeitig auf der nördlichen Talseite dort, wo der Wald beginnt, einige runde Kuppen im Tal selbst anzutreffen sind. Diese etwa 20 m hohen Hügel sind mit großen gerundeten, stark angewitterten Phänoandesitblöcken bedeckt, die zum Teil in den gelblich-braunen „Toba“-Sedimenten eingebettet sind, die die Hügel bedecken. Die auffällig kuppige Form der mit großen Blöcken bestreuten Hügel hebt sich deutlich von den \pm horizontal gelagerten Schichten aus „Toba“-Sedimenten, Bimsen und vulkanischen Aschen und Brekzien ab, die relativ glatte Hänge bilden, in die das Tal kastenartig eingeschnitten ist. Die Schutt- und Blockhügel sind nur im Bereich des Tales in der genannten Höhe von ca. 2750 m NN zu beobachten. Alle Befunde sprechen dafür, daß es sich hier um Endmoränen eines Talgletschers handelt, der am Nordhang des Teyotl seinen Ursprung hatte und sich von dort über 13 km nach Nordnordosten erstreckte (vgl. Abb. 20). Im Vergleich zu den Phänoandesiten der Malinche sind die Hypersthen- und Augit-führenden Andesite der Iztaccíhuatl oberflächlich stark angewittert; daher mußte die Suche nach Gletscherschliffen und -schrammen ohne Erfolg bleiben.

Die U-förmige Gestalt des Tales oberhalb der Endmoränenwälle läßt sich nur durch glaziale Erosion erklären; sie unterscheidet sich deutlich von den kastenartigen Talquerschnitten aller nicht glazial überformten Täler bzw. Barrancas (vgl. HEINE 1971a).

Etwas weiter oberhalb – bei 2900 – 2950 m NN – befinden sich wiederum einige, um 10 m hohe Wälle aus Schutt mit großen Blöcken in dem Tal; sie verlaufen als langgestreckte Wälle zu beiden Seiten des Tales und werden als Seitenmoränen gedeutet. Ihnen fehlt die Bedeckung mit den mehrere Meter mächtigen „Toba“-Ablagerungen, wie sie bei den Endmoränenwällen in 2750 m NN angetroffen wurde. Verschiedene Profile bei 2950 m NN geben Aufschluß über die Gliederung der den Moränen auflagernden Schichten (Abb. 21). Über dem Moränenschutt, der an manchen Stellen von einem charakteristischen Solifluktionsschutt abgelöst wird, und der in diesem Gebiet aus rötlichen, zum Teil völlig verwitterten Phänoandesiten besteht, die sich mit einem Messer schneiden lassen, befindet sich oft ein fossiler Boden, dessen A_h -Horizont teilweise noch recht gut erhalten ist. Nur in Muldenlagen zwischen kleineren Moränenwällen liegen über diesem Boden graue vulkanische Sande und ein Bimstuff mit Andesitfragmenten; der Bimstuff ist stets nur in kleinen Linsen anzutreffen; er zeigt Bimslapilli bis zu 4-5 cm Durchmesser, während die Andesitfragmente bis zu 7 cm Durchmesser erreichen können. Die Bims-linsen bestehen aus Material des P3-Bimses (vgl. KNEIB et al. 1973; Anhang I). Darüber lagern „Toba“-Sedimente, die vorwiegend in Muldenlage zwischen Moränenwällen fluvial zusammengeschwemmt wurden, worauf die oft beobachtete Schichtung des Materials hindeutet. Die rezente Verwitterung hat in der Regel einen dunkelbraunen bis schwarzen Andosolboden geschaffen. Aufgrund der P3-Bims-linsen in den Deckschichten kann das liegende Moränenmaterial den Nexcoalango-Moränen der Westhänge gleichgestellt werden (s. u.).

Interessant ist die Beobachtung, daß zu beiden Seiten des Tales auf den Hängen, die aus ebenfalls stark verwitterten rötlichen Phänoandesiten aufgebaut werden wie die Moränen im

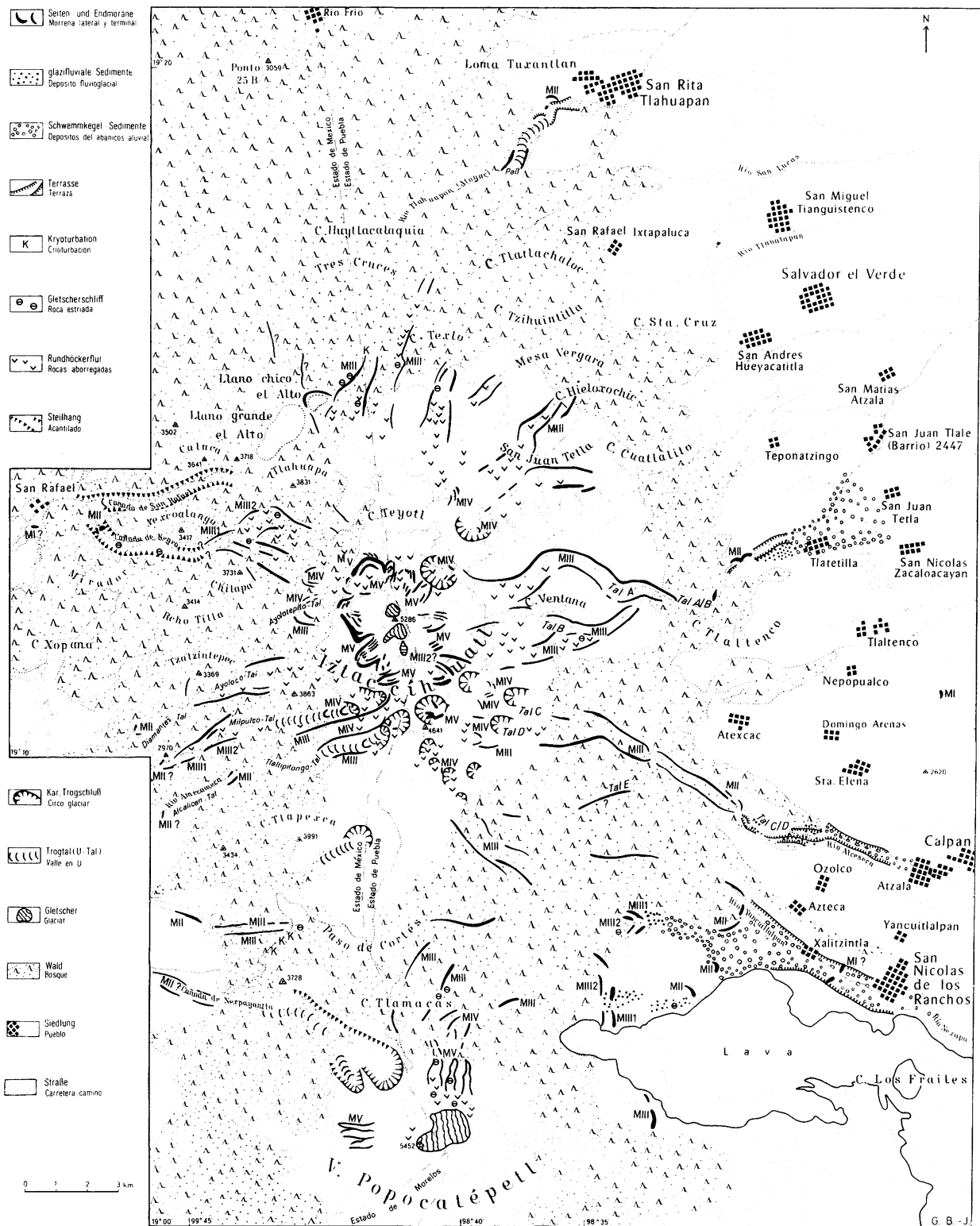


Abb. 20: Glazialmorphologische Skizze der Sierra Nevada. Topographie nach: Secretaria de la Defensa Nacional, Blatt México 14 Q-h (5) und Blatt Puebla 14 Q-h (6).

Lámina No. 20: Esquema de la morfología glacial de la Sierra Nevada. Topografía según: Secretaría de la Defensa Nacional, hoja México 14 Q-h (5) y hoja Puebla 14 Q-h (6).

Tal selbst, mächtige gelblich-braune „Toba“-Sedimente liegen. Ihre Verbreitung beweist, daß sich die Vergletscherung in dem hier betrachteten Gebiet auf einen langen Talgletscher beschränkte. Man darf also annehmen, daß sich der Talgletscher in eine Zone erstreckte, in der feine Staubsedimente kontinuierlich abgelagert wurden; die Untersuchungen über die Herkunft der Staubsedimente (HEINE et al. 1973, s. Anm. 5) bestätigen die Annahme einer Akkumulation des Materials während einer Vergletscherungszeit in einem periglazialen Gebiet, d. h. einer nur mit einer schütterten Vegetation bestandenen Zone bzw. Höhenstufe. Die „Toba“-Bedeckung reicht an den Hängen nur bis ca. 3200 m NN empor.

Ab 3200 m NN und darüber sind wieder Moränenwälle ausgebildet; ihre Höhe schwankt zwischen wenigen Metern und 15-20 m an einigen Stellen. Es fällt auf, daß die Bestreuung der Hänge mit großen, oft gut gerundeten Blöcken in einigen Gebieten oberhalb 3200 m NN weite

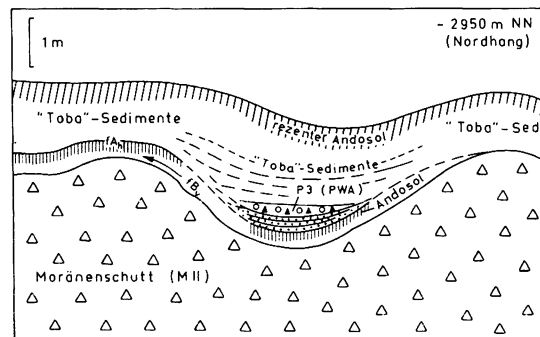


Abb. 21: Schematisches Profil im Bereich der Seitenmoränen eines glazial überformten Tales am Iztaccíhuatl-Nordhang.

Lámina No. 21: Perfil esquemático en el área de las morrenas laterales de un valle que está formado parcialmente por un glaciar en la falda norte del Iztaccíhuatl.

Flächen einnimmt. Oft bilden Phänoandesite der gewaltigen Lavaströme die Oberfläche; die Gesteine sind häufig vom Eis zu großartigen Rundhöckerfluren abgeschliffen; da aber auch diese Gesteine bereits stärkere Verwitterungsspuren aufweisen, sind Gletscherschrammen und Kritzen nicht mehr zu finden. Besonders in Muldenlagen werden die Phänoandesite fast immer von einem Glazial- oder Periglazialschutt von bis zu 4 m Mächtigkeit bedeckt. Dieser Schutt wird von umgelagerten, feingeschichteten Bimssanden unterlagert, die Andesitfragmente enthalten und die aufgrund mineralogischer Untersuchungen den P3-Bimsen zugeordnet werden können. Über den Moränen bzw. dem Periglazialschutt ist ein fossiler Boden zu erkennen; darauf lagert eine geringmächtige Schicht aus feinsandig-schluffigen, umgelagerten, vulkanischen Aschen mit der rezenten Andosolbodenbildung. Nordöstlich des Llano Grande el Alto (Abb. 20) war eine stärker differenzierte Abfolge der die Seitenmoränen bedeckenden Sedimente abgeschlossen (Abb. 22).

Im Liegenden befindet sich unsortiertes und ungeschichtetes Moränenmaterial von unbekannter Mächtigkeit. In dem Schutt konnten gekritzte Geschiebe gefunden werden. Das Profil setzt sich zum Hangenden hin fort mit einer ca. 20 cm dicken Lage aus feinem, braun verwittertem, vulkanischem Sand, die im rechten Teil des Profils auskeilt. Es folgen geschichtete graue vulkanische Sande, die ebenfalls auf eine Einschwemmung in eine kleine Mulde hindeuten, da auch sie auskeilen. Überlagert werden die Sande von einem durch Eisenfreisetzung schwach

gelbbraun gefärbten Bimsband, das oben in „Toba“-Material übergeht; das Bimsband ist an einer Stelle in Form eines Keiles durch die unterlagernden Schichten bis in das Moränenmaterial eingedrungen. Alle morphologischen Befunde im Gelände, wie die Einregelung der Bimslapilli in dem Keil oder teilweises Abbiegen der Schichten aus vulkanischem Sand neben dem Keil, sprechen für eine Deutung dieser Form als Eiskeil. Die Bimslapilli-Schicht selbst kann aufgrund der gelbbraunen Färbung, der relativ kleinen Korndurchmesser unter 1,5 cm, sowie der geringmächtigen Ausbildung dem P2-Bims zugeordnet werden. Das Profil zeigt im Hangenden über der dünnen Lage aus „Toba“-Material einen fossilen, kräftig entwickelten Andosol, darüber – umgelagert und stark durchmischt – vulkanische Sande, Bimslapilli und „Toba“-Ablagerungen. Der rezente Boden ist ein tiefschwarzer, ca. 50 cm mächtiger Andosol.

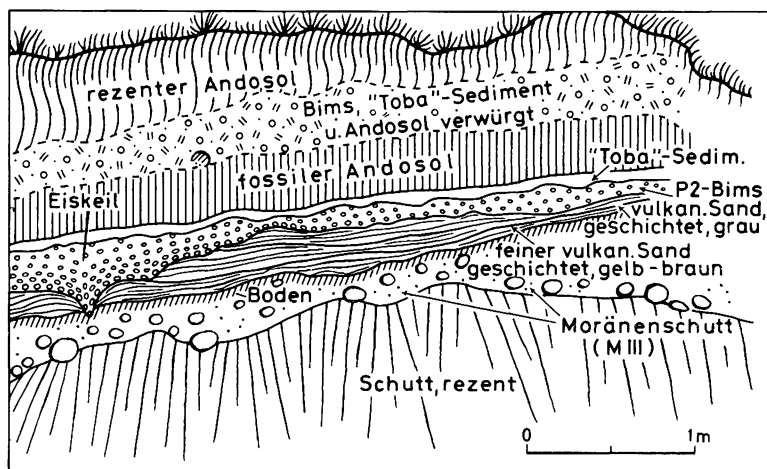


Abb. 22: Profil der Deckschichten über einer MIII-Moräne am Nordhang der Iztaccíhuatl. Ca. 3 400 m Höhe. Erläuterungen im Text.

Lámina No. 22: Perfil de capas de cubierta sobre una morrena MIII en la falda norte del Iztaccíhuatl en aprox. 3400 mts. Explicaciones en el texto.

Die Lage der Moränen in ca. 3 200 bis 3 800 m NN zwischen dem P2-Bims im Hangenden und dem P3-Bims im Liegenden ermöglicht ihre Parallelisierung mit den Hueyatenco-Moränen des Westhanges (s. u. und Tab. 2).

Unmittelbar im Bereich der oberen Waldgrenze sind am Nordosthang des Teyotl drei kleine, schmale und langgestreckte Moränenwälle ausgebildet. Sie haben nur eine Höhe von einigen Metern. Auffällig im Vergleich zu den Decksedimenten der zuvor beschriebenen Moränenablagerungen ist hier die fehlende Bedeckung des Moränenschutts mit Aschen- oder Bimslagen.

Zwischen diesen in rund 4 000 m NN gelegenen Moränen und dem Gipfel der Iztaccíhuatl liegt der 4 600 m hohe Cerro Teyotl. Es wird vermutet, daß es sich bei diesem Teil des Gebirgsmassivs um einen pleistozänen Vulkanbau handelt (WHITE 1962; frdl. mdl. Mitt. MOOSER); noch im oberen Pleistozän soll dieser Vulkan tätig gewesen sein. An den Hängen des nur sehr schwer zugänglichen Teyotl konnten keine größeren Moränenwälle beobachtet werden. Am Nordhang allerdings bezeugen an vielen Stellen Rundhöcker, daß der Berg früher eine starke Vergletscherung trug. Man darf annehmen (vgl. Abb. 20), daß die Nordhänge des Teyotl und zeitweise auch das vorgelagerte kuppige, von Lavaströmen überflossene Gebiet während der

Hauptvergletscherung ausgedehnte Firn- und Gletschereisflächen trugen, von denen sich dann längere Talgletscher nordwärts erstreckten. Die Spuren dieser Talgletscher sind oben beschrieben worden.

Das Tal zwischen dem Teyotl und dem Kopf der Iztaccíhuatl, besonders aber die Nordhänge der Iztaccíhuatl (Kopf) selbst, zeigen großartig ausgebildete Moränenwälle. Sie erstrecken sich von der Nordwestseite des Berges rundherum bis zum Nordosthang. Hinter den großen, zum Teil über 100 m hohen Moränenwällen, die in Höhen von 4450 bis rund 4700 m NN zu finden sind, liegt ein Kranz aus kleineren Rückzugsmoränen. Auf der Nordseite konnte eine zweite Rückzugsmoränenstaffel beobachtet werden. Das Gelände hinter den Rückzugsmoränen wird von einer Rundhöckerflur eingenommen. Mitunter findet man auch Stellen, die von Grundmoränenschutt bedeckt sind. FARNSWORTH (1957) entdeckte auf der Nordseite des Kopfes der Iztaccíhuatl im Grundmoränenmaterial fünf Hohlformen, die auf ein Nachsacken des Schutts

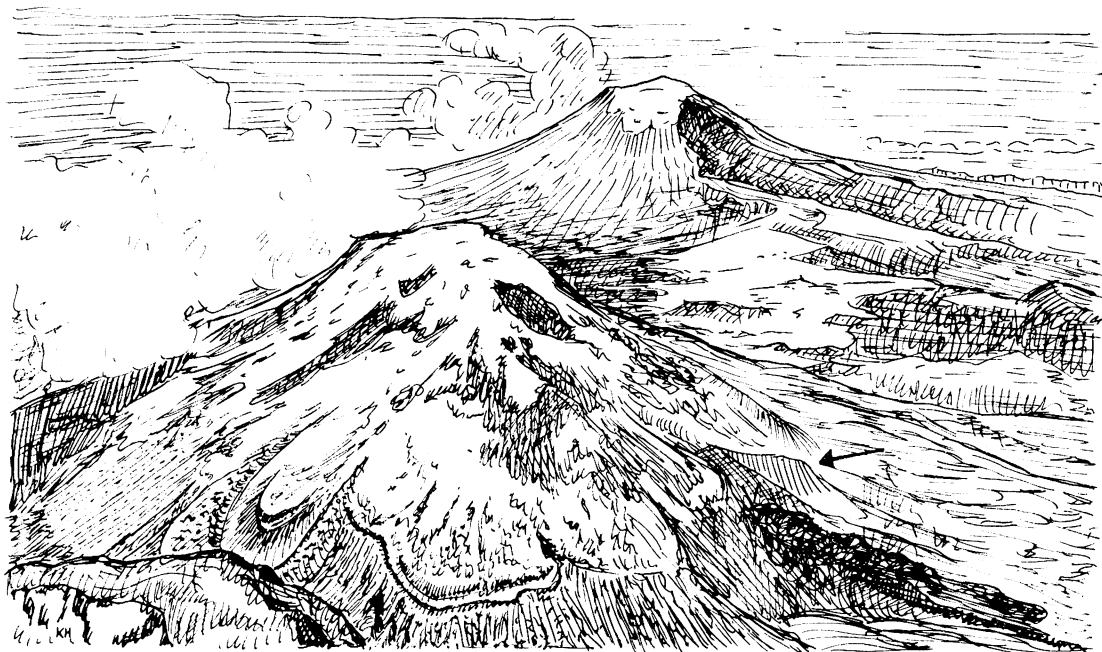


Abb. 23: Blick von Norden auf den Kopf der Iztaccíhuatl (im Vordergrund) und den Popocatepetl (im Hintergrund). Am vorderen Hang sind die geschlossenen Moränenkränze zu erkennen; sie sind im mittleren unteren Bildteil durch den Hauptendmoränenwall und eine Rückzugsmoräne vertreten; etwas weiter östlich (links im Bild) sind neben dem Endmoränenwall zwei Rückzugsstaffeln zu erkennen: Am Westhang (Pfeil) ist die von einem Tal zerschnittene gewaltige Endmoräne des früheren Ayolotepito-Gletschers sichtbar. Zwischen beiden Vulkanen liegt das unbewaldete Gebiet des Paso de Cortés. Die Iztaccíhuatl trägt eine dünne Schneebedeckung. Östlich der Vulkane beginnt die Bildung der regenzeitlichen Cumulusbewölkung am späten Vormittag. Nach einer Aufnahme bei LORENZO (1964) gezeichnet.

Lámina No. 23: Vista del norte a la cabeza del Iztaccíhuatl (en el primer plano) y el Popocatepetl (en el fondo). En la falda delantera se pueden distinguir coronas cerradas de morrenas que están representada en la parte de abajo del grabado por una loma de morrena terminal y una morrena recesional; en dirección un poco al este (izq. del grabado) se encuentran dos escalonamientos recesivos cerca de la loma de la morrena terminal. En la falda occidental (flecha) se presenta una morrena terminal, grandiosa, perteneciente al antiguo glaciar de Ayolotepito, que se interrumpe por un valle. Entre los dos volcanes se encuentra la región sin bosque del Paso de Cortés. El Iztaccíhuatl está cubierto por una capa delgada de nieve. Al oriente de los volcanes empieza la formación de las nubes cúmulus, en la mañana avanzada de la época de lluvias. Dibujo basado en una foto de LORENZO (1964).

zurückzuführen sind; FARNSWORTH deutet die Formen als Toteislöcher, die erst in jüngster Zeit durch Eisabschmelzvorgänge unter der Oberfläche entstanden sind. Der Moränenschutt der gewaltigen Wälle hat die rötlichgraue bis grauviolette Färbung der anstehenden Phänoandesite des nördlichen Iztaccíhuatl-Gipfelbereichs. Das Material ist unverwittert; abgesehen von einigen kleinen Flechten und Gräsern ist es vegetationslos. Häufig sind Frostbodenformen in dem Material ausgebildet. Streifen wurden auch schon von WHITE (1962a + b) und LORENZO (1969a) aus dem Bereich der mit diesen Moränen zu parallelisierenden, weiter westlich gelegenen Ayoloco-Moränenkränze beschrieben. Auffällig ist, daß die Moränen keinerlei Bedeckung mit jüngeren Bimsen und/oder Aschen des Popocatepetl aufweisen.

Der frische Erhaltungszustand der Moränenkränze, die Steilheit der beiderseitigen Böschungen, die Schärfe der Moränenkämme und das unverwitterte, nicht durch vulkanische Auswurfmassen bedeckte Moränenmaterial beweisen, daß es sich um rezente Moränen handelt, die vor nicht allzu langer Zeit gebildet wurden. Da sich oberhalb der Moränen heute keine Gletscherfelder mehr befinden – LORENZO (1964) nennt noch den ‚Glaciar de cabeza‘ – und da im Bereich der ehemaligen Gletscherzungen weder ein Tälchen angelegt wurde noch ein Bach existierte, wurden die Kränze der Stirn- und Rückzugsmoränen nicht zerschnitten, sondern treten uns heute noch in ihrem geschlossenen bogenförmigen, völlig erhaltenen Zustand entgegen (Abb. 23).

3.2.2.3. Die Westseite der Iztaccíhuatl

Wegen der ausführlichen Beschreibung der Gletscherspuren der Iztaccíhuatl-Westflanke durch verschiedene Autoren (s. o.) konnten sich die Untersuchungen im Gelände darauf beschränken, die Ergebnisse der früheren Autoren zu überprüfen, zu ergänzen und mit den bisher vorliegenden Beobachtungen im Gebiet der Malinche wie auch der anderen hohen Vulkane der Cordillera Neovolcánica in Beziehung zu setzen.

WHITE (1962a + b) beschreibt verschiedene Vorkommen tillartiger Sedimente vom Westrand der Iztaccíhuatl aus Höhen zwischen 2450 und 2950 m NN. Von besonderem Interesse ist das Material, das einen kleinen Berg im Ort San Rafael (s. Abb. 17) in etwa 2500 m NN am Ausgang des großen, tief eingeschnittenen Tales von San Rafael bildet. Ein Aufschluß zeigt unter 10-12 m mächtigen, pyroklastischen, verwitterten, nur schwach verfestigten Sedimenten eine ca. 14 m dicke Lage aus einem rötlich-grauen bis hellgrauen, lockeren, unsortierten und schlecht geschichteten blockreichen Schutt; darunter befinden sich moränenartige Ablagerungen von 3-4 m Dicke und rötlich-grauer bis violett-grauer Färbung. Das aus Phänoandesiten des zentralen und nördlichen Iztaccíhuatl-Gipfelmassivs bestehende Material ist unsortiert, ungeschichtet und enthält große, oft über 1 m dicke Blöcke von kantigem bis leicht zugerundetem Aussehen. Das Material ähnelt auffallend dem Moränenschutt jüngerer, höher gelegener Moränen. Aufgrund des charakteristischen, moränenartigen Aussehens der Sedimente, der petrographischen Vielfalt der Gesteinskomponenten und der großen Ähnlichkeit mit einwandfrei erkannten jüngeren Moränenablagerungen vermutet WHITE (1962a + b), daß dieses Material direkt von einem Gletscher transportiert und abgelagert wurde. WHITE sieht in dem Material die Spuren der ältesten bisher erkannten Vergletscherung der Sierra Nevada. Nach ihm haben die Ablagerungen ein prä-Wisconsin-zeitliches Alter.

Die Tatsache, daß der blockreiche Schutt am Ausgang des großen Tales liegt, das bei San Rafael als gewaltiges Cañon ausgebildet ist, stützt die Vermutung WHITES, denn die eigenen Untersuchungen haben ergeben, daß zur Zeit der älteren Vergletscherungen sowohl im Bereich

der Sierra Nevada als auch an der Malinche lange Talgletscher ausgebildet waren. Betrachtet man das Einzugsgebiet des Tales von San Rafael, so erkennt man, daß der größte Teil des westlichen Gipfelmassivs der Iztaccihuatl von dem Talnetz entwässert wird und daß jüngere Vergletscherungen mächtige Eisströme in das obere Tal hineinfließen ließen, wie aus der Lage der Seitenmoränen hervorgeht. Auch ist nicht ausgeschlossen, daß die U-förmigen, mit fast senkrechten Seitenwänden versehenen Schluchten des Cañon von San Rafael und der Cañada del Negro zumindest teilweise von einer Talvergletscherung mitgeformt worden sind. In der Cañada del Negro wurden an dem nördlichen Talhang geglättete Flächen im dunklen Phänoandesitgestein beobachtet, die eine auffallende Ähnlichkeit mit Rundhöckern und vom Gletschereis polierten Gesteinsflächen aufweisen; eine Striemung konnte nicht erkannt werden, da das Material an der Oberfläche bereits verwittert ist. Es ist schwer vorstellbar, daß die geglätteten Flächen an den senkrechten Talwänden durch fluviale Erosionsvorgänge geschaffen wurden. In der äußerst schwer zugänglichen Schlucht der Cañada del Negro konnten keine Moränen dieser frühen Vergletscherung gefunden werden. Dennoch muß aufgrund der sedimentologischen, wie auch spärlichen morphologischen Befunde eine alte Vergletscherung des Tales angenommen werden, und zwar in Gestalt einer langen Talgletscherzunge, die von den höher gelegenen Westhängen der Iztaccihuatl gespeist wurde.

Nach WHITE (1962a + b) handelt es sich bei den nächstjüngeren glazialen Ablagerungen um die sogenannten Nexcoalango-Moränen des Tonicoxco-Stadiums der Wisconsin-Eiszeit. Die Endmoränen dieser Vergletscherung sind stark erodiert und am besten in einigen großen Tälern zu beobachten (Abb. 20). Die Seitenmoränen sind ebenfalls stark abgetragen; gewöhnlich sind Reste von ihnen auf kleineren Bergrücken zwischen zwei Tälern oder an Talhängen oberhalb der glattgeschliffenen steilen Felswände erhalten geblieben. Nach WHITE werden sie von einer Wechsellagerung aus einer dunkelgrauen verwitterten Asche, einem gelblich-braunen Bimslapilli-Band und einer schwarzen Aschenlage bedeckt. Die eigenen Beobachtungen haben ergeben, daß die drei jüngsten Aschen- und Bimsschichten (C3/P3, C2/P2 und C1/P1) über den Nexcoalango-Moränen liegen können. Allerdings wurden die verschiedenen Bimse und Aschen entsprechend ihrer Förderrichtung in unterschiedlicher Mächtigkeit an den Westhängen der Iztaccihuatl sedimentiert. Die P3-Bimslapilli mit Andesitfragmenten sind infolge der nach Nordwesten gerichteten Eruption am besten vertreten; oft jedoch weisen die Moränenwälle keine Bedeckung mit P3-Bims auf; die Ursache liegt in einer unterschiedlich starken Abtragung der ursprünglich lockeren und leichten Bimslapilli. Die P2-Bimse lagerten – wenn überhaupt – nur in geringmächtiger Schicht auf den Moränen; zweifelsfrei konnten sie im Gelände nicht mehr in den Decksedimenten der Nexcoalango-Moränen nachgewiesen werden. Die P1-Bimsförderung schließlich erfolgte in nordöstlicher Richtung. Der Westhang der Iztaccihuatl wurde nicht mehr von ihr betroffen. Werden die Befunde mit den Angaben WHITES verglichen, so ergibt sich eine Parallelisierung der gelblich-braunen Bimslapilli WHITES mit der P3-Bimsschicht. Ob die von WHITES genannten darunter liegenden grauen Aschen den C4-Aschen entsprechen, ist nicht sicher. Eher wird vermutet, daß es sich um vulkanische Aschen handelt, die zusammen mit den P3-Bimsen gefördert wurden (vgl. Abb. 39, Profil XIX).

Die Nexcoalango-Moränen bilden in der Regel langgestreckte Wälle von 10-20 m Höhe; nur selten erreichen die Moränen Höhen über 20 m. Die Moränenkämme sind abgeflacht und zeigen deutlich die Spuren der späteren Erosionsvorgänge. Auf den Moränen selbst befinden sich keine Steine, weil sie (a) von jüngeren vulkanischen Auswurfmassen bedeckt sind und (b) zum Teil recht stark verwittert sein können. Im C-Horizont des Moränenmaterials sind nur noch 11% der Steine frisch und unverwittert, 12% zeigen Verwitterungsränder und 77% sind bereits ver-

wittert (nach WHITE 1962b). Für einen anderen, etwas höher gelegenen Moränenkranz des gleichen Stadiums ermittelte WHITE folgende Werte: 24% frisch, 30% mit Verwitterungsrand und 46% verwittert. Erfahrungsgemäß sagt der Verwitterungsgrad des Moränenmaterials wenig über die Altersstellung der Vergletscherung aus, denn ein erster Vorstoß kann vorgefundenes, verwittertes Material als Moräne zusammenschieben, wohingegen ein möglicherweise kurzfristig folgender zweiter Vorstoß hauptsächlich frischeres Material vorfindet.

Die Nexcoalango-Endmoränen treten im Cañon von San Rafael in 2750 m NN auf, in der Cañada del Negro in 2850 m NN, im Diamantes-Tal um 2800 m NN; im Milpulco-Tal sind in 2950 m NN einige Moränen des Tonicoxco-Stadiums an den Hängen zu erkennen; wahrscheinlich jedoch reichte auch hier der Talgletscher tiefer hinab. Das gleiche gilt für das Alcalican-Tal, wo in rund 3000 m NN Nexcoalango-Moränenreste gefunden wurden. Im Tonicoxco-Tal, in dem WHITE (1962a) in 3015 m NN etwa 1 km westlich des Xaltepec-Vulkans Nexcoalango-Endmoränen entdeckte, konnte ich keine Endmoränen der genannten Vergletscherung erkennen.

Werden die bisher beschriebenen Befunde mit den Ausführungen von DE TERRA et al. (1949) verglichen, so ergibt sich manche Schwierigkeit bei dem Versuch einer Parallelisierung der gerade genannten Nexcoalango-Moränen mit einer Moränenstaffel von DE TERRA (vgl. Abb. 16 u. Tab. 1). Es hat den Anschein, daß die Blöcke, die DE TERRA der Salto-Vergletscherung zuschreibt, mit den Nexcoalango-Endmoränen identisch sind. DE TERRAs Spuren der Xopaná-Vergletscherung können ebenfalls zum Teil mit den Nexcoalango-Moränen parallelisiert werden; zwar ergeben sich hier schon große Schwierigkeiten, worauf auch WHITE (1962a + b) hinweist, denn nur die höher gelegenen Nexcoalango-Moränen entsprechen den glazialen Bildungen der Xopaná-Vergletscherung DE TERRAs in dem Gebiet zwischen dem Xopaná- und dem Hueyatlaco-Tal. An allen anderen Stellen handelt es sich bei den von DE TERRA kartierten Xopaná-Moränen um jüngere Bildungen, die einer anderen Vergletscherung angehören.

WHITE (1962a + b) hat die Lage der Nexcoalango-Moränen auf seinen Karten fast für den gesamten Bereich der Westflanke der Iztaccíhuatl eingetragen, ohne im begleitenden Text ausführlicher darauf einzugehen (Abb. 17). Seiner Vorstellung nach reichte eine geschlossene Vergletscherung, die die Nexcoalango-Moränen bildete, bis in Höhen zwischen 2750 und 3050 m NN. Allein an den Nordwest-, West- und Südwesthängen betrug die Gletscherfläche während des Tonicoxco-Stadiums etwa 103 km² (WHITE 1962a); während der ältesten Vergletscherung soll dieser Wert sogar 150 km² betragen haben. Die allgemeine Eismächtigkeit wird auf 70-90 m während des Tonicoxco-Stadiums geschätzt; in den Tälern sollen Gletscher von 250-400 m Dicke gelegen haben. Der Llano Grande el Alto nordwestlich des Teyotl soll eine Eisbedeckung von 90 m oder mehr gehabt haben, doch selbst WHITE bemerkt, daß die Spuren der Gletscher am Llano Grande el Alto durch eine intensive nachfolgende Verwitterung beseitigt worden sind. In der Tat konnten im Bereich des Llano Grande el Alto keinerlei Zeugen der Tonicoxco-Vergletscherung gefunden werden. Die das Becken umrahmenden Höhen aus rötlichen Phänoandesitgesteinen sind stark verwittert, doch diese Verwitterung fällt nicht in die Zeit nach der Nexcoalango-Moränenbildung, sondern davor. Dafür sprechen die bis über 5 m tief zersetzten anstehenden Gesteine, wie auch die Beobachtung, daß die Hügel am Rande des Llano Grande el Alto keinerlei Zeugen einer über sie hinweggegangenen Vergletscherung aufweisen. Im Vergleich zur Verwitterung der Nexcoalango-Moränen ist die intensive Zersetzung der Phänoandesite als wesentlich älter einzustufen.

Da auch im Bereich des 3200 m hohen Rio Frio-Passes (s. o.) keine Spuren einer Vergletscherung gefunden werden konnten, wurde am Westhang der Iztaccíhuatl die von WHITE angegebene

Grenze der Tonicoxco-Vergletscherung überprüft. Dabei stellte sich heraus, daß häufig Periglazialschutt an den Hängen des Gebirges bis in Höhen von 2750 m NN vorkommt, der jedoch von den eigentlichen Moränenbildungen unterschieden werden muß. Im Einzelfall ist diese Unterscheidung wohl nur im Zusammenhang mit Einregelungsmessungen möglich, da es neben dem typischen periglazialen Hangschutt (Solifluktionsschutt) auch unter Frosteinwirkung verwittertes Material gibt, das einerseits als Hangschutt vorliegt, andererseits aber auch in höheren Lagen von Firneis an den Hängen bewegt oder am Talrand von einer Gletscherzunge zusammengestaucht worden sein kann. Hier muß demnach die Karte von WHITE korrigiert werden, denn für alle großen Täler der Sierra Nevada sind Talgletscher der Tonicoxco-Vergletscherung nachgewiesen (Abb. 20), wohingegen die Hänge zwischen den mit Gletschern ausgefüllten Tälern lediglich die Spuren eines periglazialen Klimas aufweisen, was auch der von LORENZO (1969a + b) beschriebene Eiskeil in 2730 m NN belegt.

Ca. 3 km südlich der Cañada del Negro (Abb. 17) dringen die Nexcoalango-Moränen nach WHITE am weitesten nach Westen vor. Sie sollen – wie auch aus dem Isohypsenverlauf hervorgeht – nicht in einem großen Tal, sondern an einem riedelartig ausgebildeten Hang liegen. Die Überprüfung im Gelände ergab, daß die von WHITE als Nexcoalango-Moränen angesprochenen Formen durch große Lavaströme gebildet worden sind, die – wie auch die Auswertung von Luftaufnahmen zeigte – teilweise eine sehr große Ähnlichkeit mit Moränenwällen haben können.

Die eigenen, stichprobenartig durchgeführten Untersuchungen am Iztaccíhuatl-Westhang erlauben keine genaue Festlegung der Untergrenze der Tonicoxco-Vergletscherung. Fest steht jedoch, daß lange Talgletscher bis rund 2750 m NN hinabgereicht haben und daß – abgesehen von den Talgletschern – eine geschlossene Dauerschneedecke erst oberhalb rund 3400 m NN angenommen werden darf, d. h. etwa 400-500 m höher als WHITE vermutete. Oberhalb 3400 m NN nämlich kann man auch im Bereich von Talwasserscheiden Rundhöcker und Schliff-Flächen beobachten.

Wie aus den Abbildungen 17 und 20 hervorgeht, trifft man in Höhen zwischen rund 3000 und 4000 m NN im Bereich der Iztaccíhuatl-Westflanke besonders in der näheren Umgebung der größeren Täler auf langgestreckte Moränenwälle und -bögen (Bild 24). Auffällig ist, daß diese Moränenwälle oberhalb ca. 3800-4000 m NN nicht mehr zu finden sind. Oft sind die Moränen über 40 m hoch und bis zu mehreren Kilometern lang. Zwei verschiedene Staffeln lassen sich ausgliedern. Die Endmoränenwälle sind im Vergleich zu den zuvor genannten Nexcoalango-Moränen morphologisch so gut ausgebildet und erhalten, daß sie im Gelände stets deutlich erkannt werden können. Die Erosionsprozesse haben besonders bei den tiefer gelegenen Moränenwällen kleine Rinnen hinterlassen; im Bereich der Endmoränenkränze haben die rezenten Bäche zum Teil weite Tälchen in das Moränenmaterial eingeschnitten. Besonders die entlang der heutigen Täler verlaufenden Seiten- und/oder Mittelmoränen treten in der Regel nur als sehr schmale Wälle in Erscheinung. Auffällig ist die Bedeckung der Moränen mit Steinen und größeren Blöcken; hier weisen die in größeren Höhen aufgefundenen Moränen eine dichtere Steinbestreuung auf.

Besonders wichtig im Zusammenhang mit den vorliegenden Untersuchungen ist die stratigraphische Lage des Moränenmaterials hinsichtlich der jüngsten vulkanischen Eruptionen des Popocatepetl. Viele Aufschlüsse im Gelände haben ergeben, daß die groben Bims- und Andesit-lapilli der P3-Schicht nicht mehr dem Moränenmaterial auflagen, sondern entweder im Liegenden der glazialen Bildungen zu finden und/oder aber in den Moränenschutt eingemengt sind. Die gleichen Beobachtungen machten auch KNEIB und MIEHLICH (frdl. mdl. Mitt.) im

Bereich der Sierra Nevada bei ihren bodenkundlichen Untersuchungen. Damit ist ein eindeutiges Kriterium zur Unterscheidung dieser Moränenbildungen von den tiefer hinabreichenden Nexcoalango-Moränen gegeben. Allerdings ist die Abfolge der Lockerprodukte des Popocatepetl auf den Moränen am Westhang der Iztaccíhuatl nicht immer vollständig ausgebildet. Sofern keine stärkere Abtragung die Bimse und Aschen entfernt hat, kann man in der Regel die dünne Lage der gelblich-braun verwitterten P2-Bimse antreffen; darüber ist auch noch häufig die zu einem schwarzbraunen bis schwarzen Andosolboden verwitterte C2-Aschenlage vorhanden. Die P1-Bimse sind auf den Westhängen des Iztaccíhuatlmassivs nicht mehr abgelagert worden. Die jüngsten Aschen (C1), die sich morphologisch wie auch mineralogisch (s. Anhang I) nicht vom C2-Aschenhorizont unterscheiden lassen, sind bis in das Gebiet des Atoyac-Tales nachzuweisen; weiter nordwestlich mögen sie ebenfalls noch sedimentiert worden sein, doch läßt sich nicht feststellen, inwieweit sie mit dem Material der C2-Aschen vermischt worden sind. Es hat sich herausgestellt, daß für die tephrochronologische Einordnung der Moränenbildungen die Trennung der C1- und C2-Aschen nicht von Bedeutung ist.

Die Moränenbildungen zwischen dem P3- und dem P2-Bimshorizont bezeichnet WHITE (1962 a + b) als Hueyatenco-Moränen, wobei er einen älteren und einen jüngeren Vorstoß unterscheidet. Nach ihm enthält das Moränenmaterial des ersten Vorstoßes der sogenannten Diamantes-Vergletscherung im C-Horizont (in Klammern: Angaben für den zweiten Vorstoß) 43 (50)% frische Steine, 25 (27)% Steine mit Verwitterungsrinden und 32 (23)% völlig verwitterte Steine. Deutlich geht aus diesen Werten hervor, daß im Vergleich zu den Nexcoalango-



Bild 22: Periglazialschutt am Westhang der Iztaccíhuatl in rund 3 400 m Höhe. Das Material zeigt eine deutliche Einregelung länglicher Komponenten hangabwärts (nach rechts). Es wird von dem P2-Bims und dunklen vulkanischen Aschen überlagert. Stratigraphisch entspricht es den Hueyatenco-Moränen.

Foto 22: Material periglacial de la falda occidental del Iztaccíhuatl en 3400 mts. aprox. Este material se encuentra claramente ordenado por componentes alargados en dirección ladera abajo (hacia la derecha). Está cubierto por el pómez P2 y por ceniza volcánica oscura. Estratigráficamente corresponde a las morrenas de Hueyatenco.

Moränen die Verwitterungsintensität des Materials der Hueyatlaco-Moränen stark abgenommen hat. Eine detaillierte Beschreibung aller Moränen gibt FARNSWORTH (1957).

Als Anmerkung sei hier nur erwähnt, daß sowohl FARNSWORTH (1957) wie auch WHITE (1962 a + b) im Gebiet zwischen dem Diamantes-Tal und der Cañada del Negro die beiden Staffeln der Hueyatlaco-Moränen fast durchgehend verfolgen. Wie sich bereits weiter hangabwärts für die Nexcoalango-Moränen nachweisen ließ, sind auch hier von den beiden genannten Autoren teilweise Lavaströme, die wulstige, wallartige Formen gebildet haben, als Moränen gedeutet worden. In dem ohnehin recht unübersichtlichen und nur zu Fuß zu erreichenden Gelände werden häufig Hangpartien des hügeligen Reliefs von einer Periglazialschuttdecke überzogen (Bild 22). Wenn keine Unterscheidung zwischen periglazialen Hangschutt und Moränenschutt vorgenommen wird, wie manche Beispiele in den Arbeiten von WHITE (1962 a + b) zeigen, verwundert es nicht, daß die von Lavaströmen gestalteten wallartigen Formen von den Autoren als Moränen gedeutet worden sind.

Darüber hinaus haben die eigenen Untersuchungen ergeben, daß einerseits die geschlossene Vergletscherung der Westseite des Iztaccíhuatlgebirges während der Diamantes-Vergletscherung nicht so weit heruntergereicht hat, wie WHITE annimmt und wie auch aus seiner Karte hervorgeht. Andererseits waren die großen Täler von Gletscherzungen erfüllt, die ihrerseits wiederum teilweise auch noch unterhalb von 3000 m NN Endmoränen bildeten, die jedoch zumeist durch eine nachfolgende intensive Erosion in den oft schluchtartig gestalteten Tälern wieder bis auf wenige Reste beseitigt worden sind. Die Grenze des Dauerschnees lag während der Diamantes-Vergletscherung am Iztaccíhuatl-Westhang oberhalb 3600 m NN.

Außer den beiden genannten Hueyatlaco-Seiten- und Endmoränenwällen sind in einigen größeren Tälern andeutungsweise auch noch kleinere Rückzugsmoränen ausgebildet, die aufgrund ihrer Höhenlage, Verwitterungsintensität des Materials und der Bedeckung mit jüngeren vulkanischen Bims- und Aschenlagen der Diamantes-Vergletscherung zugewiesen werden müssen. Im Milpulco- und Tlatipitongo-Tal (vgl. Abb. 20) liegen diese Rückzugsmoränen oft weit von den Moränenkränzen des zweiten Vorstoßes entfernt.

Auf der Westseite der Iztaccíhuatl hat zuerst JAEGER (1925, 1926 a + b) im Bereich des Milpulco- und Tlatipitongo-Tals einige der Hueyatlaco-Moränen beschrieben und kartiert (Abb. 15). Gleichzeitig berichtet JAEGER (1926 a) ausführlich über die Rundhöckerflur oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze und über die beiden Trogtäler von La Puebla (= Milpulco-Tal) und Macuileca (= Tlatipitongo-Tal). Die geschlossene Rundhöckerflur reicht bis weit unterhalb 3800 m NN hinab. Da in Mulden zwischen den Rundhöckern die andesithaltigen P3-Bimse nicht mehr auftreten, muß angenommen werden, daß die Diamantes-Vergletscherung diese Bimsablagerungen beseitigt hat, was durch die Vermischung des Hueyatlaco-Moränenmaterials mit P3-Bims bestätigt wird. Erst unterhalb rund 3600 m NN sind Reste des P3-Bimshorizontes häufiger zu beobachten, weshalb auf eine Diamantes-zeitliche Lage der Firngrenze in, bzw. wenig oberhalb 3600 m NN geschlossen wird. In den Tälern zeigt neben der Lage der Hueyatlaco-Endmoränen die Verbreitung der P3-Bimse an, daß die Talgletscher dieser Vereisung fast immer bis 3000 m NN, zum Teil auch noch tiefer (besonders während des ersten Vorstoßes) gereicht haben.

Südlich der unzerschnittenen Rundhöckerflur des Westhanges befinden sich zwei tiefere, zu Gletschertrögen umgestaltete Täler (Abb. 24, Bild 21). Der Gletscher, der hier hinabfloß, kam aus dem Bereich nördlich der Füße der Iztaccíhuatl; er teilte sich – wie die rundgebuckelten Felsen beweisen – am Bergkamm zwischen den beiden Trogtälern (Bild 23). Der Paß zwischen den Talkesseln ist von Hueyatlaco-Moränenschutt bedeckt, und die südwärts gerichteten Hänge



Abb. 24: Blick in das Milpulco-Tal. In der Bildmitte ist der ältere Endmoränenwall der beiden Milpulco-Moränen zu erkennen. Als charakteristische Formen eines glazialen Tales sind ein U-förmiger Querschnitt, Trogschultern (im linken Bildteil) und nicht vom Eis abgeschliffene Felszacken (am Hang auf der linken Tal-seite oberhalb der Schliffgrenze) zu erkennen. Das Milpulco-Tal zeigt mehrere Stufen, eine davon befindet sich auf dem Bild am Ende des Tales. Der trogartige Talschluß liegt im Rücken des Beschauers.

Lámina No. 24: Vista al valle de Milpulco. En el centro se distingue la más antigua de las morrenas de Milpulco. Las formas características de un valle glacial son cortes en forma de U, lomas de circo (parte izq. del grabado) y puntas de rocas no pulimentadas por el hielo (visibles en la falda a la izquierda del valle, arriba del límite de pulimento). El Valle de Milpulco tiene varias escalas, una se puede distinguir en el final del valle. Este en forma de circo está a espaldas del espectador.

des Bergkammes sind glazial überschiffen. Der nach Westen gehende Hauptteil des Berg-rückens zwischen den Trogtälern trägt einige Felszacken (Abb. 24), die stets aus dem Eis emporgeragt haben. Wie mächtig der Gletscher war, der hier einst zu Tal geflossen ist, ersieht JAEGER (1926a + b) daraus, daß ein Gipfel an der linken Talseite des Tlaltipitongo-Tals, der den Talboden nach seiner Schätzung um 500 m überragt, fast bis zur höchsten Spitze glazial über-schliffen ist (Bild 24). JAEGER, der seine Beobachtungen bei sehr ungünstigen Sichtverhältnissen infolge starker Bewölkung machen mußte, hat die Trogtaltiefe weit überschätzt; die obere Grenze der Rundhöcker liegt etwa 200 bis maximal 250 m über dem Talboden. Daraus ergibt sich eine Eismächtigkeit für die Talgletscher der Diamantes-Vereisung im Tlaltipitongo- und Milpulco-Tal von 200-250 m, also bedeutend weniger, als JAEGER und WHITE vermuten.

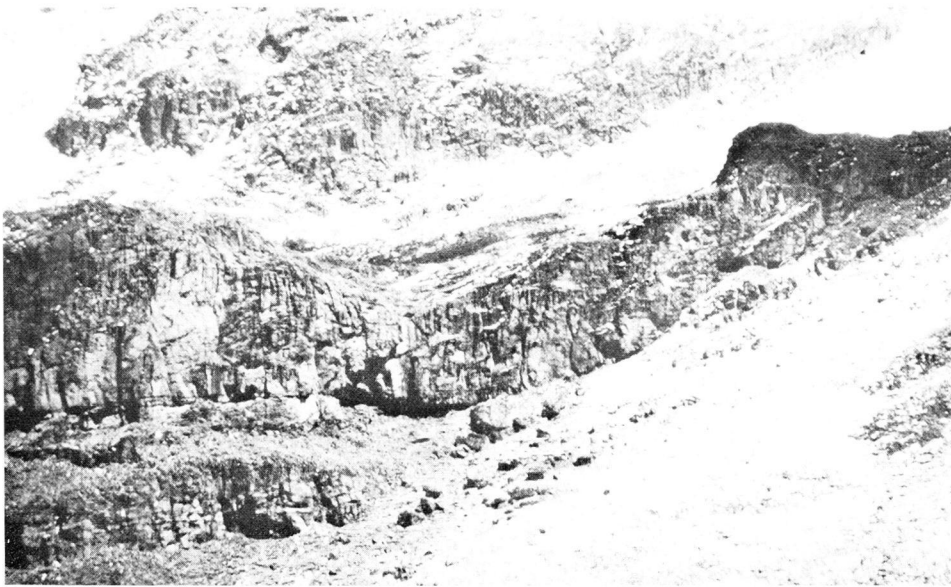


Bild 23: Das Bild zeigt einen Ausschnitt aus dem glazial überformten Gebiet (Rundhöcker) am Iztaccíhuatl-Westhang oberhalb der Tlaltipitongo- und Milpulco-Täler. In der Bildmitte ist ein ca. 100 m langer Abschnitt der Kante des Tlaltipitongo-Trogschlusses sichtbar.

Foto 23: En esta foto se muestra un recorte de la zona erosionada por los glaciares (rocas aborregadas) en la falda oeste del Iztaccíhuatl, más allá de los valles de Tlaltipitongo y Milpulco. En el centro se aprecia un tramo de aproximadamente 100 mts. de largo, del canto del circo de Tlaltipitongo.



Bild 24: Blick in das Tlaltipitongo-Tal. Auf der linken Talseite befindet sich der langgestreckte Wall einer Hueyatenco-(= MIII)Moräne. Die Hänge der rechten Talseite sind vom Eis abgeschliffen worden.

Foto 24: Vista del Valle de Tlaltipitongo. A su izquierda se encuentra una loma alargada de una morrena (M III) de Hueyatenco. Las cuevas a la derecha del valle fueron aborregadas por el hielo.

Werden die bisher geschilderten Beobachtungen über die Hueyatlaco-Moränen mit den Ergebnissen von DE TERRA et al. (1949) verglichen (Abb. 16 u. Tab. 1), so zeigt sich, daß die meisten Trancas-Moränen von DE TERRA den Hueyatlaco-Moränen entsprechen. Allerdings ergeben sich im Gebiet der südwestlichen Täler Schwierigkeiten bei der Parallelisierung. So ist beispielsweise DE TERRAs Grenze der Xopaná-Vergletscherung hier identisch mit den äußeren Hueyatlaco-Moränen, wohingegen die Grenze der Trancas-Vergletscherung DE TERRAs im Tlaltipitongo- und Milpulco-Tal der Lage der Milpulco-Moränen (s. u.) zu entsprechen scheint. Außerdem hat DE TERRA in seiner Karte zwischen dem Milpulco- und dem Tlaltipitongo-Tal noch ein sogenanntes Macuileca-Tal eingezeichnet, das aber gar nicht existiert (Macuileca-Tal ist die alte Bezeichnung für Tlaltipitongo-Tal).

In Höhenlagen zwischen 3630 und 4100 m NN sind im Bereich der großen Täler zwei kleine Moränenkränze von 5 bis 10 m Höhe zu finden. Die Wälle sind meistens wenig erodiert und nur durch die Bäche in den Tälern zerschnitten (Abb. 24). Im Tlaltipitongo- und Milpulco-Tal sind diese Moränen bereits von JAEGER (1926a) kartiert worden; DE TERRA et al. (1949) hat diese Moränen nicht in seiner Karte aufgenommen, doch in der Tabelle (Tab. 1) nennt er die El Circo-Rückzugsmoränen in 3800 bis 3900 m NN, die aller Wahrscheinlichkeit nach den hier beschriebenen Moränen gleichzustellen sind. WHITE (1962a + b) beschreibt diese Moränenbildungen als Milpulco-Moränen und ordnet sie der sogenannten Alcalican-Vergletscherung der Wisconsin-Eiszeit zu.

Diese Milpulco-Moränen sind besonders schön im Milpulco- und Tlaltipitongo-Tal ausgebildet; aber auch im Ayolotepito-Tal lassen sich Reste der Milpulco-Moränen beobachten. Immer befindet sich hinter dem Endmoränenwall ein zweiter Moränenkranz, der als Rückzugsmoräne gedeutet werden muß. Der Abstand zwischen beiden kann bis über 1 km – wie zum Beispiel im Milpulco-Tal – betragen. Das Moränenmaterial ist kaum verwittert. Die Moränen sind jedoch stets mit grauen vulkanischen Aschen bedeckt. Die gelblich-braunen P2-Bimse wurden nicht mehr auf den Milpulco-Moränen gefunden. An der Iztaccíhuatl-Westflanke wurden die P1-Bimse weder auf diesen Moränen noch im Bereich der Rundhöckerflur angetroffen. Es kann daher an dieser Stelle noch nicht entschieden werden, wie sich die stratigraphische Lage des Milpulco-Moränenmaterials verhält.

Alle früheren Autoren, die eine ältere Vergletscherung der Iztaccíhuatl erwähnen, haben die gewaltigen Moränenwälle in Höhen über 4250 m NN beschrieben und zum Teil auch in Bildern und auf Karten festgehalten (vgl. Abb. 15, 16, 17, 20, 23, Bild 25). Aus diesem Grunde soll an dieser Stelle auf eine ausführliche Beschreibung dieser Moränen verzichtet werden. Der westliche Gipfel der Iztaccíhuatl zeigt vier große Endmoränenbögen. Unterhalb des rezenten Ayoloco- und Ayolotepito-Gletschers sind die Moränen besonders eindrucksvoll und zusammen mit mehreren Rückzugsmoränenstaffeln ausgebildet. Die Hauptendmoränenkränze können über 60 m hoch werden; sie zeigen einen frischen Erhaltungszustand, steile Böschungen nach beiden Seiten, einen scharfen Kamm, keine Zerrunsung durch Erosionsvorgänge und auch keine Block- und Steinhalden hinter den Moränenbögen, die auf stärkere Abtragungsprozesse nach der Moränenbildung hindeuten. Von den Rückzugsmoränen ist der älteste, am tiefsten gelegene Wall der größte; im Ayoloco-Tal, wo der äußere Rand der Hauptendmoräne in 4270 m NN endet, liegen die vier Rückzugsmoränen bei 4430, 4450, 4470 und 4540 m NN (vgl. WHITE 1956); der rezent Gletscher reichte 1955 bis 4668 m NN (WHITE 1956), 1958 bis 4725 m NN (LORENZO 1964) und ist seitdem weiter zurückgegangen, wie Luftaufnahmen von 1967 zeigen.

Nach einer Abbildung (Abb. 25) und der Beschreibung von FARRINGTON (1897) erstreckte sich der Ayoloco-Gletscher, der früher den Namen ‚Porfirio Diaz-Gletscher‘ trug, noch 1896



Bild 25: Blick von Südwesten auf das Gipfelmassiv der Iztaccíhuatl. Am mittleren Hang liegen die Ayoloco-Hauptendmoränen (Pfeil) und verschiedene Rückzugsmoränen. Der Ayoloco-Gletscher hat sich weit von diesen Moränen zurückgezogen. Nur undeutlich sind die Ayoloco-Moränen im unteren Teil des weiter südlich (auf der rechten Bildhälfte) gelegenen, karartig geformten Hangbereiches zu erkennen.

Foto 25: Vista del Suroeste al conjunto de la cima del Iztaccíhuatl. Las morrenas principales de Ayoloco (véase flecha) y varias morrenas recesionales se sitúan en la falda central. El glaciar de Ayoloco retrocedió considerablemente de estas morrenas. No se puede distinguir claramente las morrenas de Ayoloco en forma de circo en la parte inferior de la falda al Sur (lado derecho de la foto).

bis an den bergwärtigen Fuß des Hauptendmoränenwalles. FRÜH (1898) erwähnt allerdings neben der prachtvollen Endmoräne noch eine äußere, hohe, mit dieser Endmoräne zusammenhängende Seitenmoräne und eine zweite, innere, kleine Seitenmoräne für das Ayoloco-Tal. Demnach wurden die drei jüngsten Rückzugsmoränen erst nach 1897 gebildet. Da JAEGER (1926a) nur von zwei durch Moränen belegte Rückzugsstadien spricht, darf angenommen werden, daß die beiden jüngsten, obersten Rückzugsmoränen jünger als 1925 sind. DE TERRA et al. (1949) nennt drei Rückzugsmoränen (Tab. 1) und einen bis 4600 m NN herabreichenden Ayoloco-Gletscher. Ob DE TERRA die vierte Rückzugsmoräne übersehen hat, läßt sich nicht eindeutig entscheiden. Da jedoch von ihm das Gletscherende oberhalb der in rund 4550 m NN gelegenen jüngsten Rückzugsmoräne angegeben wird und da von einem jüngeren Gletschervorücken nichts bekannt ist, scheint das Rückschmelzen des Ayoloco-Gletschers und die Bildung der vierten kleinen Moräne bereits vor den Feldarbeiten DE TERRAs im Jahre 1947 erfolgt zu sein.



Abb. 25: Die Gletscherzunge des Ayoloco-Gletschers im Jahre 1896 (nach einem Bild von FARRINGTON gezeichnet). Links ist die Hauptendmoräne zu sehen; sie liegt heute — durch vier Rückzugsmoränen vom Gletscher getrennt — weit unterhalb des Gletscherendes. Im Hintergrund erkennt man die Bergspitze „La Peña Ordóñez“.

Lámina No. 25: La lengua del glaciar de Ayoloco en el año de 1896 (dibujo basado en un cuadro de FARRINGTON). A la izquierda se vé la morrena principal terminal, que actualmente se encuentra — separada por 4 morrenas recesivas del glaciar — bastante más abajo del límite del glaciar. En el fondo se distingue la punta de „La Peña Ordóñez“.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im Bereich des Ayolotepito-Tales. Die bogenförmig angeordnete Hauptendmoräne, hinter der sich 1925 (JAEGER 1926a) noch ein Zungenbeckensee befand, endet hier in rund 4400 m NN; drei Rückzugsmoränen liegen in 4500, 4520 und 4540 m NN. Nicht ganz sicher ist, ob bei 4560 m NN eine weitere, vierte Rückzugsmoräne auftritt (WHITE 1962a). WHITE (1962a + b) benennt all diese Moränenbildungen nach den Ayoloco-Moränen und stellt sie zeitlich ins Holozän (Hypothermal).

Die Ayoloco-End- wie auch Rückzugsmoränen haben keine Bedeckung mit vulkanischen Aschen wie die Milpulco-Moränen. Sie müssen daher jünger als die letzten größeren Aschen-eruptionen des Popocatepetl sein.

3.2.2.4. Die Südhänge der Iztaccíhuatl und der Paso de Cortés

Von den Südhängen der Iztaccíhuatl liegen bisher wenig Beobachtungen über frühere Vergletscherungen vor. Nur JAEGER (1925, 1926a + b) hat das glazial überformte Stufental von Apatlaco (Abb. 15 u. 20) näher beschrieben; FREUDENBERG (1909) berichtet von Gletscherschliffen aus diesem Tal. Die von JAEGER beschriebenen Endmoränenkränze von zwei oder

drei Staffeln konnten nur zum Teil wiedergefunden werden; es handelt sich um langgestreckte Seitenmoränen, die aufgrund ihrer charakteristischen Morphologie, ihrer absoluten Höhenlage und vor allem wegen der Bedeckung mit P2- und P1-Bims den Hueyatenco-Moränen der Westflanke zugerechnet werden müssen. Der Gletscher der Diamantes-Vereisung vereinigte sich ca. 4 km östlich des Paso de Cortés mit einem vom Nordhang des Popocatepetl herabströmenden Gletscher.

Spuren einer älteren Vergletscherung konnten im Apatlaco-Tal nicht beobachtet werden. Wohl aber sind oberhalb der Waldgrenze auf der linken Talseite zwei Staffeln sehr kleiner Moränen ausgebildet, die die Reste einer Überdeckung mit vulkanischen Aschen aufweisen und daher den Milpulco-Moränen zuzuordnen sind. Die gewaltigen Ayoloco-Moränen des Westhanges haben auf der Südseite der Iztaccíhuatl-Füße (ca. 4700 m) keine entsprechenden Bildungen.

Die gesamte Sattelfläche des Paso de Cortés hat in früherer Zeit eine Eisbedeckung getragen. Das lassen viele zu Rundhöckern geschliffene und mit Gletscherschrammen versehene anstehende Phänoandesitfelsen erkennen. Heute wird das anstehende Gestein von einer Wechselagerung aus P2-Bims, grauer Asche (C2) mit Andosolbodenbildung, P1-Bims und C1-Asche, die ebenfalls zu einem Andosol verwittert ist, bedeckt. MOOSER (1967), KNEIB et al. (1973) und HEINE et al. (1973) haben die Schichtenfolge beschrieben (vgl. Anhang I, Profil XVIII).

Die Tatsache, daß die Sattelfläche keine P3-Bimsablagerungen zeigt, muß dahingehend gedeutet werden, daß während der Diamantes-Vergletscherung der P3-Bims abgetragen wurde;



Bild 26: Phänoandesitverwitterung durch Frosteinwirkung am Südhang der Iztaccíhuatl in 4200 m Höhe. Es wird ein scharfkantiger Schutt gebildet. Rechts oben im Bild befinden sich Phänoandesitblöcke, die von einem Gletscher der Diamantes-Vereisung (= MIII) hierher transportiert worden sind.

Foto 26: Meteorización de fenoandesitas producida por heladas, localiza en la falda Sur del Iztaccíhuatl a una altura de 4200 mts. Se ha formado detritus de cantos cortantes. A la derecha, arriba, en la foto, se distinguen bloques de fenoandesitas, que fueron transportados por una glaciación de Diamantes (M III) a este lugar.



Bild 27: Phänoandesitverwitterung durch Frosteinwirkung im Bereich des Paso de Cortés in ca. 4 000 m Höhe.

Foto 27: Meteorización de fenoandesitas producidas por heladas en la región del Paso de Cortés en aprox. 4000 mts. de alt.

viele Beobachtungen am Nord- und Westhang der Iztaccihuatl haben gleiche Verhältnisse gezeigt. Große Blöcke, die an verschiedenen Stellen auf der Sattelfläche gefunden werden, wie beispielsweise nahe dem Hügel Altzomoni, und die wegen der abgeschliffenen Flächen als vom Gletscher transportierte Gesteine betrachtet werden, müssen stratigraphisch den Hueyatlaco-Moränen zugeordnet werden. Während der Alcalican-Vergletscherung, die die Milpulco-Moränen bildete, war der ca. 3 700 m hohe Paso de Cortés eisfrei.

Interessant ist die Beobachtung im Bereich des Paso de Cortés, daß hier oft die Spuren einer intensiven Frostverwitterung der Phänoandesite wie auch Formen von Strukturböden auftreten (HEINE 1973 a, LORENZO 1969 a + b). Diese Art der physikalischen Verwitterung (Bild 26 u. 27) und die Bildung von Steinringen und Steinstreifen ist auf Gebiete oberhalb der 4000-m-Isohypse beschränkt. Als erster beschrieb WHITE (1962 a + b) Steinstreifen, die auf den Ayoloco-Endmoränen ausgebildet sind. LORENZO (1969 a + b) hat verschiedene Frostbodenformen im Gebiet des Paso de Cortés und der südlichen Iztaccihuatl erkannt; als Untergrenze der periglazialen Formen gibt er die Höhe von 4000 m NN an. Periglazialerscheinungen, die wesentlich tiefer liegen, sind nach LORENZO fossil. Da in dem hier betrachteten Raum die Frostbodenformen unter den jüngsten Popocatepetl-Bimsen und -Aschen ausgebildet sind, besteht kein Zweifel daran, daß es sich hier um fossile Formen handelt. Demgegenüber nimmt LORENZO (1969 a) an, daß die rezente Strukturbodengrenze in etwa 4000 m NN anzusetzen ist, wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß die Verbreitung der periglazialen Erscheinungen recht unregelmäßig ist; besonders in unmittelbarer Nähe der rezenten Gletscher sind Strukturböden regelmäßig vorhanden. An den heute unvergletscherten hohen Vulkanen Mexikos dagegen sind Steinstreifen und Steinringe, wie auch Taschenböden als rezente Formen bisher nicht gefunden

worden. Rasenabschälung (vgl. TROLL 1973), für die als erste und wichtigste Voraussetzung die Bodengefrorenis, und zwar die kurzperiodische, vorwiegend tageszeitliche Gefrorenis genannt wird (TROLL 1973), kann auch noch in Höhen weit unter 4000 m NN beobachtet werden (vgl. Bild 2).

3.2.3. Gletscherspuren auf der Ostseite der Iztaccíhuatl

Meines Wissens hat bisher nur JAEGER (1926a) einige wenige Angaben über eine eiszeitliche Vergletscherung der Ostseite der Iztaccíhuatl gemacht. Aufgrund von Fernglasbeobachtungen erkennt JAEGER zwei Kare am südöstlichen Gipfelmassiv des Gebirges (vgl. Abb. 15). Rundhöcker und Moränen vermochte er vom Fuß des Berges aus nicht zu entdecken, doch vermutete er, daß sie auch hier bis in den Waldgürtel hineinreichen.

Oberhalb der Ortschaft Huejotzingo konnte in 2550 m NN in einer über 40 m tief eingeschnittenen Barranca ein interessantes Profil aufgefunden werden (HEINE et al. 1972, 1973). Ein grober, blockreicher, stark verwitterter Moränenschutt wird von einem fossilen Boden überlagert, der kräftig entwickelt ist und der sich barrancaabwärts gut verfolgen läßt. Über dem Boden, der teilweise als Andosol ausgebildet ist, liegen weißgraue Schluffe, oft fein geschichtet und in kleineren Mulden des ehemaligen Reliefs zusammengeschwemmt. Es folgen weiße Bimslapilli von wenigen dm bis ca. 1 m Mächtigkeit. Darüber befinden sich bimsführende Andesitbrekzien von 2-5 m Dicke. Weiter zum Hangenden ist eine über 30 m mächtige Abfolge aus verschiedenen vulkanischen Sedimenten aufgeschlossen, die jedoch nicht zugänglich ist (Abb. 26).

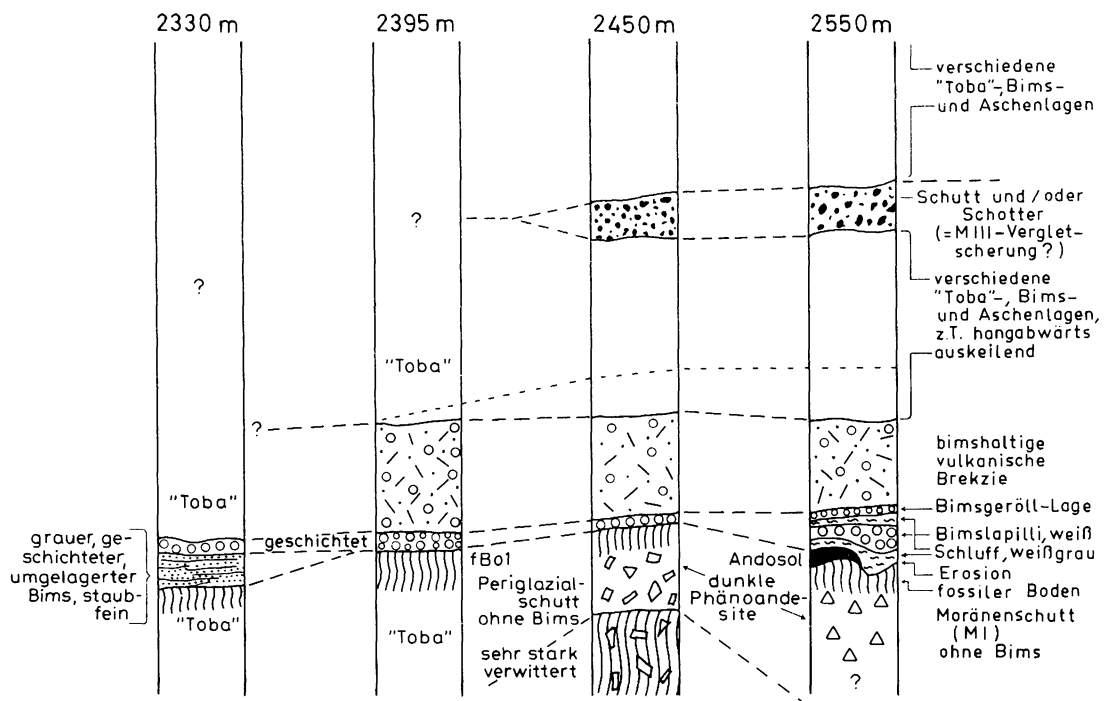


Abb. 26: Profile aus einer Barranca am Iztaccíhuatl-Osthange oberhalb von Huejotzingo. Erläuterungen im Text.
Lámina No. 26: Perfiles de una barranca de la falda oriental del Iztaccíhuatl, más allá de Huejotzingo.
Explicaciones en el texto.

Der Moränenschutt fällt durch seine groben und mit angeschliffenen Flächen versehenen Blöcke auf; das Material ist weder sortiert noch eingeregelt oder geschichtet; es ist sehr stark verwittert, und frische Gesteine sind nicht zu beobachten. Die Untergrenze des Schutthorizontes ist nicht aufgeschlossen, die Obergrenze verläuft oft in leicht gewellter Form; sie taucht sowohl barrancaaufwärts wie auch barrancaabwärts bald unter das Niveau der Barrancasohle hinab. Daher ist nicht festzustellen, wie weit dieser Schutt hangabwärts reicht. In ca. 2400 m NN kann der fossile Boden wie auch das darüber lagernde Bimsband wieder verfolgt werden; im Liegenden des fossilen Bodens befinden sich hier mächtige „Toba“-Ablagerungen; das schmale Band aus hellen Schluffen ist nicht mehr ausgebildet.

Das Auftreten des Schuttmaterials in der für glaziale Ablagerungen geringen Höhe von nur 2550 m NN, die mächtige Bedeckung mit verschiedenen vulkanischen Sedimenten sowie Geröllhorizonten und die Tatsache, daß bereits in 2450 m NN im stratigraphischen Niveau des blockreichen Schuttes zwar auch ein verwitterter Schutt liegt, der aber wesentlich besser sortiert ist und nur kleinere kantige Gesteinsstücke enthält, deuten darauf hin, daß der beschriebene Blockschutt als Moränenmaterial eines langen Talgletschers anzusehen ist. Im Gelände konnte nicht ermittelt werden, wie weit hangabwärts der Moränenschutt von dem ehemaligen Gletscher transportiert worden ist; auch läßt sich nicht entscheiden, ob das einem Periglazialschutt ähnelnde Material in 2450 m NN unterhalb oder seitlich des früheren Talgletschers gebildet wurde, da zwar eine Parallelisierung des Moränenschutts mit dem Periglazialschutt vorgenommen werden kann, jedoch ist der Bereich der Verzahnung der beiden Faziesbildungen nicht aufgeschlossen.

Aufgrund der stratigraphischen, morphologischen und pedologischen Befunde muß angenommen werden, daß diese glazialen Ablagerungen älter als die Nexcoalango-Moränen sind. Von der Westseite der Iztaccíhuatl sind glaziale Ablagerungen bekannt (s. o.), die einer ältesten, bisher erkannten Vergletscherung der Sierra Nevada zugeschrieben werden; vermutlich sind die tillitartigen Sedimente oberhalb von Huejotzingo mit diesen alten glazialen Bildungen zeitgleich.

Die Abbildung 20 zeigt, daß auch auf der Ostflanke der Iztaccíhuatl mehrere gewaltige Talgletscher existierten. Die beiden großen Täler A/B und C/D⁹ sowie das Atoyac-Tal im Norden werden bis zu einer Höhe von rund 2750 m NN (beim Tal C/D bis etwa 2850 m NN) von Terrassen begleitet. Diese Terrassen enden dort, wo – wie für das Atoyac-Tal bereits beschrieben – die deutlich erkennbaren Reste alter Endmoränenwälle auftreten. Teilweise werden die Terrassen von charakteristischen glazifluvialen Schottern und Sanden aufgebaut. Ganz ähnliche Verhältnisse wurden auch von der Malinche beschrieben. Auf der Ostseite der Iztaccíhuatl allerdings sind die glazifluvialen Ablagerungen nicht so breit als Schwemmfächer abgelagert worden, sondern im Bereich der in die flach abfallenden Fußhänge des Gebirges eingeschnittenen Täler.

In den Tälern A/B und C/D können zumindest zwei Endmoränenwälle unterschieden werden, die wegen ihrer Höhenlage, Bedeckung mit „Toba“-Material und den P2- und P1-Bimslagen den Nexcoalango-Moränen der Westflanke zugeordnet werden können. Der P3-Bimshorizont lagert nur stellenweise den Moränen auf; wahrscheinlich wurde er abgetragen oder aber so

⁹ Da von der Ostseite der Iztaccíhuatl keine Karten vorliegen, auf denen die Namen der Täler eingetragen sind, und da ethnohistorische Untersuchungen im Gebiet der unteren nordöstlichen Hänge der Iztaccíhuatl gezeigt haben, daß selbst bei der Bevölkerung große Unklarheiten über die Benennung der Täler bestehen (frdl. mdl. Mitt. Dr. U. DYCKERHOFF und Dr. H. J. PREM), wird auf eine Benennung der Täler verzichtet. Dadurch sollen Unklarheiten und Verwechslungen vermieden werden.

stark mit den „Toba“-Ablagerungen durchmischt, daß er im Gelände nicht mehr zu erkennen und auszugliedern ist. Die stratigraphischen und morphologischen Befunde stimmen sehr gut mit den Beobachtungen an den Endmoränen im Atoyac-Tal in rund 2750 m NN überein. Daher soll an dieser Stelle auf eine weitergehende Beschreibung verzichtet werden. Das gleiche gilt auch für die Moränen im Tal C/D in rund 2850-2900 m NN.

Entlang der großen Täler A, B, C und D sind in Höhen zwischen rund 3000 m NN und der oberen Waldgrenze in ca. 4000 m NN fast durchgehend, oft mehrere km lange, schmale und bis zu 30 m hohe, in Einzelfällen auch noch höhere Seiten- und (wie im Tal B und zwischen den Tälern C und D) Mittelmoränen ausgebildet. Häufig haben diese Moränenwälle einen Kern aus anstehenden andesitischen Gesteinen und sind unterschiedlich stark mit Moränenschutt bedeckt. Im Bereich der ehemaligen Talgletscher sind die Hänge zu Rundhöckerfluren abgeschliffen worden. Wegen der schnellen Verwitterung der Hypersthen- und Augit-reichen Phänoandesite sind Gletscherschliffe nicht mehr zu erkennen. Oft kann jedoch beobachtet werden, daß die Rundhöcker typische, sanfte Zurundungen an der einst dem Eise zugekehrten Stoßseite aufweisen. Infolge einer unterschiedlich starken Klüftung sind an manchen Stellen größere Mengen des anstehenden Gesteins als Blöcke herausgebrochen worden. Diese Blöcke, die mit einer parallel verlaufenden Striung versehen sind, die jedoch heute infolge der Verwitterung nur noch als Schliff-Fläche an den Blöcken zu erkennen ist, sind oft sehr zahlreich in den glazialen Ablagerungen vorhanden.

Die Moränen und Rundhöckergebiete werden vor allem im südöstlichen Hangbereich und dort, wo die jüngere Erosion gering war, von dem P2-Bims, der C2-Asche, dem P1-Bims und der C1-Asche überlagert. Das Moränenmaterial enthält auf der Ostseite der Iztaccíhuatl nicht mehr Material des P3-Bimses in nennenswerten Anteilen, denn die Eruption der P3-Bimslapilli erfolgte nach Nordwesten, so daß an den Osthängen der Iztaccíhuatl nur eine äußerst dünne Sedimentation erfolgte. Aus den Geländebefunden ergibt sich eine Zuordnung dieser Moränenwälle zu den Hueyatlaco-Moränen der Westseite. Die Zweiteilung der Hueyatlaco-Moränen als Folge eines zweimaligen Eisvorstoßes konnte an den Osthängen infolge ungünstiger Aufschlußverhältnisse nicht klar erkannt werden. Es wird aber vermutet, daß die Gletscher des zweiten Vorstoßes die großen Moränenwälle schufen, denn die Morphologie der Hueyatlaco-Moränen der Osthänge läßt sich aufgrund der deutlichen Formen sehr gut mit den Hueyatlaco-Moränen des zweiten Vorstoßes der Westhänge vergleichen. Auch die Beobachtungen am Nordosthang des Popocatepetl (s. u.) sprechen für diese Annahme.

Während der Diamantes-Vergletscherung reichte im Tal A die Gletscherzunge weiter talwärts als im Tal B, dessen Gletscher schon kurz vor der Einmündung des Tales B in das Tal A endete. Hier wird deutlich, daß der Gletscher mit dem größeren Nährgebiet auch die längste Gletscherzunge ausbilden konnte. Aus dem gleichen Grund reichte der Gletscher im Tal C/D nur bis 3200 m NN.

Wenige Meter über der oberen Waldgrenze sind in den Tälern A, C und D kleine Endmoränenkränze von 5-10 m Höhe zu erkennen. Neben dem eigentlichen Endmoränenwall ist eine Rückzugsmoräne erhalten. Die Moränen in den Tälern C und D werden von P1-Bimslapilli und C1-Aschen bedeckt. Sie sind von besonderer Bedeutung, da sie wegen ihrer Lage und Morphologie den Milpulco-Moränen der Westseite zugeordnet werden können. Doch zeigt sich am Osthang, daß die Moränen auch vom P1-Bims – oder doch wenigstens von einem Teil der P1-Bimse – überlagert werden. Da die P1-Bimse nicht auf den Milpulco-Moränen der Westseite beobachtet wurden, läßt sich allein durch die Befunde an den Osthängen das Alter der Milpulco-Moränen besser einengen. Die Moränen sind also älter als der ca. 1000 Jahre alte P1-Bims.

Wie aus der Abbildung 20 ersichtlich ist, zieht sich auch auf der Ostseite des Gipfelmassivs der bogenförmig geschwungene Kranz der Ayoloco-Moränen um die Iztaccíhuatl. Die Moränen sind nicht ganz so großartig ausgebildet wie auf der Westseite, doch fehlen auch hier nicht die verschiedenen Rückzugsmoränenstufen. Am spärlichsten sind sie in dem großen Kar am Nordosthang des Gipfelzackens der Füße der Iztaccíhuatl entwickelt; hier allerdings werden weite Hangflächen von Schutthalden und vermutlich auch Blockgletschern eingenommen; möglicherweise konnten sich an den steilen Hängen die Ablagerungen der Ayoloco-Moränen nicht halten und sind abgerutscht.

Die Höhenlage der Ayoloco-Moränen der Ostseite ist der der Westseite gleich. Zwischen rund 4400 m NN und 4600 m NN befinden sich die groben, von gekritzten Geschieben durchsetzten Ablagerungen der Hauptendmoränenkranze. Im oberen Bereich des Tales A ist der Endmoränenwall von der jungen Hangzerrung in mehrere kleine Moränenhügel zergliedert worden. Auch in dem Kar des oberen Tales D hat die Erosion die Moränenwälle in verschiedene einzelne Schutthügel zerteilt. In den karartigen Ursprungsmulden der Täler B und C sind die nur von kleinen Bächen durchschnittenen Endmoränenkranze noch fast vollständig erhalten. Die Höhenlage, Form und fehlende Bedeckung mit den jüngsten grauschwarzen Aschen des Popocatepetl lassen keine Zweifel an der Parallelisierung dieser Moränen mit den Ayoloco-Moränen des Westhangs zu.

3.2.4. Gletscherspuren am Popocatepetl

Das Tal zwischen San Nicolas de los Ranchos und Xalitzintla zeigt in etwa 2520 m NN einen Gefällsknick, der durch die Anhäufung großer, zum Teil gerundeter Phänoandesitblöcke verursacht wird. Die Ansammlung der großen Blöcke ist so auffällig und den ältesten bekannten tillitartigen Ablagerungen bei San Rafael oder am Malinche-Südhang so ähnlich, daß die Möglichkeit, daß es sich hier um die Reste einer alten Endmoräne handelt, nicht ausgeschlossen werden kann. Selbst die Höhenlage knapp über 2500 m NN spricht nicht gegen diese Annahme, denn bei San Rafael befinden sich die tillitartigen Sedimente in gleicher Höhenlage und auch an der Malinche liegen die als Moränenreste zu deutenden Blöcke in rund 2550 m NN. Leider sind in dem Tal bei San Nicolas de los Ranchos keine Aufschlüsse vorhanden, die weitere Erkenntnisse zuließen.

Am Nordosthang des Popocatepetl wurden etwas weiter talaufwärts folgende glazialen Ablagerungen in 2900 m NN unmittelbar nördlich des Lavafeldes von Nealtican oberhalb von Xalitzintla angetroffen (Abb. 20 u. 27): Über einer Abfolge aus vulkanischen Sanden und Bimsen, die durch mehrere fossile Böden getrennt sind, ist ein besonders intensiver fossiler Boden – an vielen Stellen liegt er als Andosol vor – zu finden. Darüber lagert Moränenmaterial. Stellenweise ist ein weißer Bims linsen- und bandförmig zwischen dem fossilen Boden und dem Moränenschutt zu beobachten. Die großen gerundeten Blöcke der Moräne zeigen häufig Gletscherschrammen. Über der Moräne befinden sich „Toba“-Sedimente mit einem fossilen Boden im Hangenden, dann folgen ein weißer, verwitterter Bims und eine mehrere Meter mächtige Abfolge aus vulkanischen Sedimenten und „Toba“-Schichten, die allerdings nur lückenhaft aufgeschlossen waren. Die nördliche Aufschlußwand wird von glazifluvialen Schottern und Sanden gebildet, die sich weiter oberhalb am Hang mit den Moränen eines jüngeren Gletschervorstoßes verzahnen. Eine geomorphologische Aufnahme des Gebietes ergab, daß Moränenwälle, die mit diesem Glazialschutt korreliert werden können, bis 2700 m NN herabreichen (Abb. 20). Hier

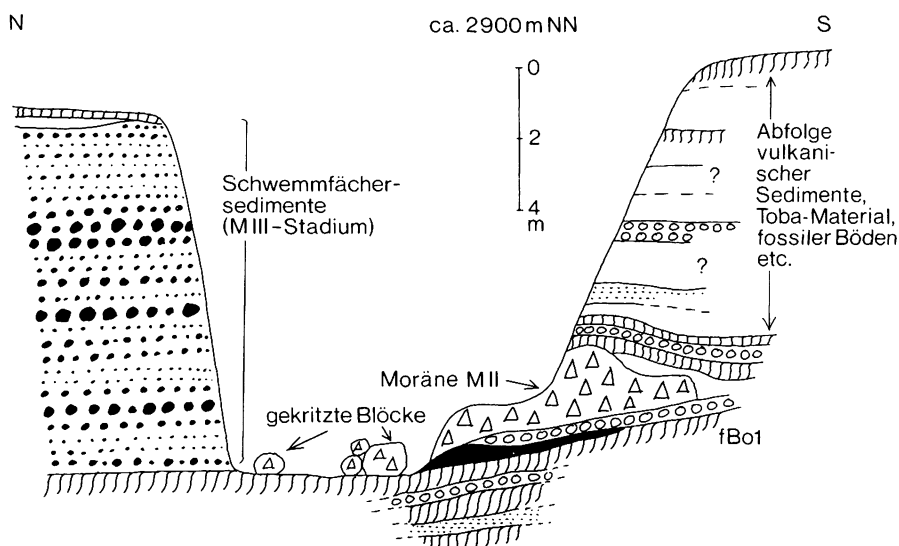


Abb. 27: Aufschluß oberhalb des Ortes Xalitzintla. Erläuterungen im Text.

Lámina No. 27: Perfil de la región pasando la población de Xalitzintla. Explicaciones en el texto.

weisen große gerundete Moränenblöcke zu beiden Seiten des Weges, der von Osten zum Paso de Cortés führt, und ca. 30 m hohe Wälle auf die ehemalige Lage des Gletscherendes hin.

Die nächstjüngeren glazialen Ablagerungen befinden sich am Nordosthang des Popocatepetl oberhalb 3000 m NN. Zwei Moränenstufen lassen sich unterscheiden (Abb. 20). Die Endmoränen des älteren Vorstoßes reichen bis etwa 3100 m NN hangabwärts; bei 3150 m NN sind die bis zu 30 m hohen Endmoränenwälle des zweiten Gletschervorstoßes überall zu erkennen (Bild 20). Die Höhenlage, die Zweigliederung und die im Gelände deutlich erkennbaren Formen dieser Moränen lassen eine gute Übereinstimmung mit den Hueyatenco-Moränen der Iztaccíhuatl erkennen; sie werden daher diesen gleichgestellt. Viele Profile entlang einer neu angelegten Forststraße zeigten, daß die Moränen stets von einer Wechsellagerung aus gelblich-weißem Bims (P2), einer grauen Asche, auf der sich ein fossiler Andosol ausbilden konnte, einem weiteren weißen Bims (P1) mit Andesit und einer jüngsten schwarzen Asche, ebenfalls wieder mit (rezenten) Andosolbildung, bedeckt sind (Bild 28). Der P1-Bims zeigt im Hangenden ein schmales, oft nur wenige Zentimeter mächtiges dunkles Band, das andeutet, daß die P1-Bimsförderung in zwei Phasen erfolgte; eine Zeit der Bodenbildung lag dazwischen. Diese Zweiteilung der P1-Bimse läßt sich hangabwärts verfolgen bis in das westliche Becken von Puebla. Hier konnte SEELE (1973) die genannte Zweiteilung der Bimse wiederfinden. Die Bims-Horizonte lassen sich mit Straten korrelieren, die MÜLLER (1970) archäologisch in der Pyramide von Cholula datieren kann (s.u.). Die Bedeckung mit den genannten vulkanischen Sedimenten ist für die Hueyatenco-Moränen typisch und wurde – allerdings nicht in der gleichmäßigen Ausbildung – auch schon im Bereich der Iztaccíhuatl beobachtet.

Unterhalb der Hueyatenco-Endmoränen sind an vielen Stellen fluvioglaziale Kiese und Sande abgelagert worden. Auf Bild 29, das einen Ausschnitt der Sedimente zeigt, fallen neben den oft noch recht groben Komponenten die \pm horizontal verlaufenden Bänder aus feinen schluffigen Ablagerungen auf, die für die glazifluvialen Ablagerungen so charakteristisch sind und nicht in Barrancasedimenten in dieser Art beobachtet worden sind. Der abgebildete Aufschluß

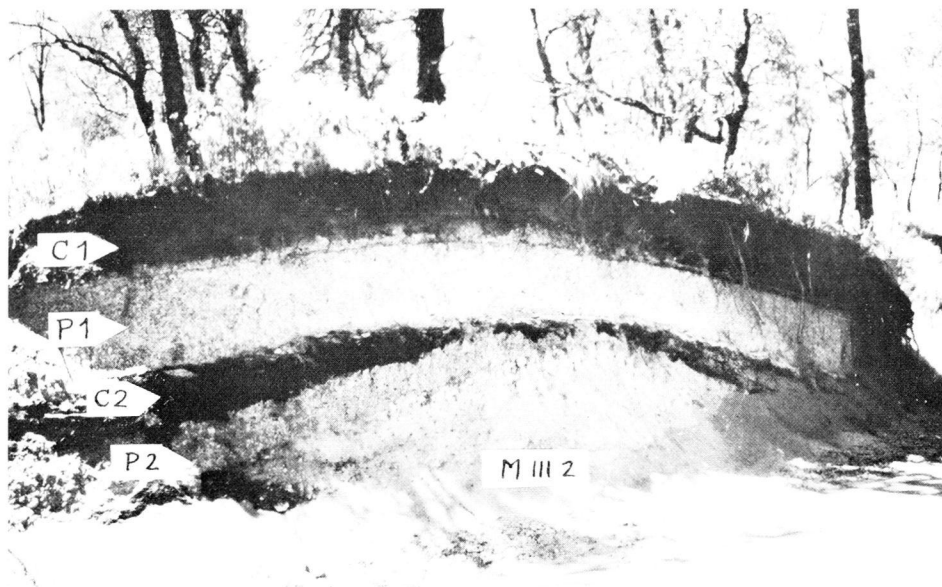


Bild 28: Profil am Nordosthang des Popocatepetl in ca. 3300 m Höhe. Im Liegenden befindet sich das Hueyatlaco-Moränenmaterial des zweiten Vorstoßes. Darüber lagert eine 40–80 cm dicke Schicht aus P2-Bimslapilli; es folgt die C2-Aschenlage mit dem fossilen Andosol. Der weiße, 150 cm mächtige Bims gehört der P1-Lage an, die im Hangenden durch ein schwarzes Band (es handelt sich um Andosolbodenmaterial) gegliedert wird. Die obersten 100 cm werden von der C1-Asche gebildet; auf ihr entwickelte sich der rezente Andosol.

Foto 28: Perfil en la falda Noreste del Popocatepetl a una altura de aproximadamente 3300 mts. En la parte inferior se encuentra el material de la morrena de Hueyatlaco del segundo avance. Encima yace una capa de 40 a 80 cms. de espesor de lapilli de pómez P2, seguida por la capa de ceniza C2 con el andosol fósil. Posteriormente pómez blanco (150 cms. de espesor) pertenece a la capa P1 que se separa por una franja negra de material del suelo andosol. Los últimos 100 cms. están formados por la ceniza C1 sobre cual se desarrolló el andosol reciente.

befindet sich unmittelbar an der Wurzel des Schwemmkegels; daher sind gröbere Gerölle auch recht häufig vorhanden.

Ca. 1–1,5 km östlich von Tlamacas trifft man noch im Bereich des Kiefernwaldes auf verschiedene kleinere, langgestreckte Hügel. Sie sind mit P1-Bims und C1-Asche bedeckt. Sie liegen in 3800–3900 m NN und wurden bereits von GUENTHER (1972) als Moränen angesprochen. Es handelt sich um glaziale Bildungen, die mit den Milpulco-Moränen der Iztaccíhuatl gleichgestellt werden können.

Auf der Nordseite des Popocatepetl befinden sich unterhalb des rezenten Gletschers einige Schuttwälle (Bild 30 u. 31), die in Form und Anordnung die größte Ähnlichkeit mit Seiten- und Stirnmoränen haben. WEITZBERG (1921/22) hat sie für solche gehalten und daraus geschlossen, daß die Gletscherzungen in der Eiszeit 300–400 m tiefer gereicht hätten. JAEGER (1926a) sieht in den Wällen trotz ihrer typischen morphologischen Ausbildung keine Moränen, sondern hält sie für die randlichen Teile von Murschuttkegeln. Nach WHITE (1951, 1954) handelt es sich bei den Formen um vermutlich spät-Wisconsin-zeitliche Moränen.

Die eigenen Untersuchungen ergaben, daß hier einerseits Gletscherzungen vulkanische Sande, die zum Teil gefördert wurden, als die Gletscherzungen ausgebildet waren, zu Moränen-

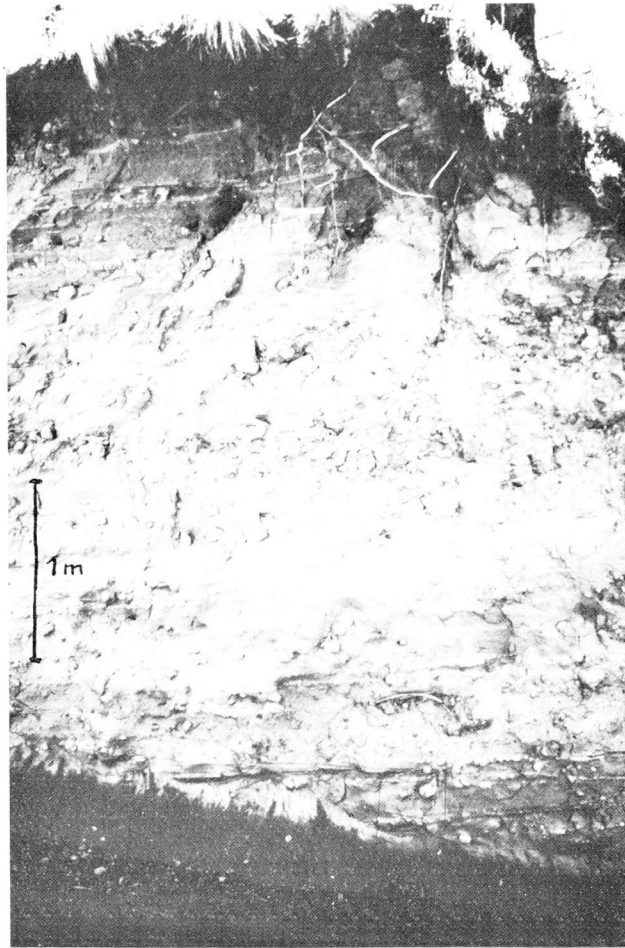


Bild 29: Fluvioglaziale Kiese und Sande am Nordosthang des Popocatepetl in 3 100 m Höhe. Die Sedimente verzahnen sich mit dem Hueyatenco-Moränenschutt des zweiten Vorstoßes.

Foto 29: Guijarros y arenas fluvioglaciales en la falda Noreste del Popocatepetl a 3100 mts. de altura. Los sedimentos se entrecalan con detritus de la morrena de Hueyatenco, segundo avance.

wällen zusammengeschoben haben, daß andererseits die Gletscherzungen von herabrutschendem Murschuttmaterial seitlich eingerahmt oder auch überdeckt wurden. In dem nach der Eruption der schwarzen vulkanischen Sande (C1) herabgeflossenen Murschuttmaterial konnten sich ebenfalls noch Gletscherzungen hangabwärts erstrecken, die dann kleinere Moränenwälle an ihren Seiten ausbildeten. Demnach haben die Gletscher noch nach der Förderung der C1-Aschen 300-400 m tiefer herabgereicht. Allerdings läßt sich nicht klären, ob die Moränen am Popocatepetl den Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl entsprechen. Möglicherweise verkörpern sie auch eine Rückzugsphase zwischen den Milpulco- und Ayoloco-Moränen. Dann allerdings erhebt sich die Frage, wo die jüngeren Ayoloco-Endmoränen liegen. Sie müßten sich aufgrund der Höhenlage an der Iztaccíhuatl bereits im Bereich des ca. 27-30° steilen Vulkankegels des Popocatepetl befinden. Bei einer derart großen Hangneigung wäre es nicht verwunderlich, wenn hier keine größeren Endmoränenwälle aufgeschüttet worden sind, denn die von den Gletschern



Bild 30: Blick von Norden auf den Gipfel des Popocatepetl. Im Vordergrund liegen Milpulco-Moränen. Oberhalb der Waldgrenze sind in der Bildmitte die wallartigen Seitenmoränen früherer Gletscherzungen zu erkennen. Die rezente Vergletscherung reicht bis ca. 4 700 m herab (vgl. Bild 31).

Foto 30: Vista desde el Norte a la cumbre del Popocatepetl. En el primer plano las morrenas de Milpulco. Más allá de la zona del bosque, en el centro de la foto, se pueden distinguir las lomas de las morrenas laterales de las lenguas de glaciares más antiguos. La glaciación reciente baja hasta aproximadamente 4700 mts. s. n. m. (compárese con la foto 31).

abgelagerten Schuttmassen werden schnell durch Sturz und Rutschungen hangabwärts bewegt; der natürliche Böschungswinkel lockerer Aufschüttungen liegt gewöhnlich zwischen 25 und 35° und entspricht der Neigung des Vulkankegels.

Fragen der jüngsten Vergletscherung am Popocatepetl behandelt WHITE (1951, 1954). Er glaubt, daß die Milpulco-Moränen der ausgehenden Wisconsin-Kaltzeit angehören. Während des Klimaoptimums im Postglazial soll der Popocatepetl-Gletscher völlig abgeschmolzen sein. In vorspanischer Zeit allerdings muß der Gipfel wieder eine Eiskappe getragen haben, wie viele totekische und aztekische Wiedergaben des Vulkans beweisen. Für das Jahr 1519 wird durch den Historiker PRESCOTT (1886) die Existenz der Gletscher belegt. Später berichten Bergsteiger über das Firnfeld am Popocatepetl (PACKARD 1886; AGUILERA et al. 1895). FRÜH (1898) glaubt nicht an die Ausbildung von Gletschereis. 1906 fand ANDERSON (1917) im Ventorillo-Tal einen Gletscher, der bis 4335 m NN herabreichte. Aufgrund der Auswertung von Photographien nimmt WHITE (1954) für 1910 ein Gletscherende in 4390 m NN und für 1920 in rund 4435 m NN an. Der weitere Rückzug der Gletscher, der von einigen kleineren Vorstößen begleitet wird, ist durch folgende Daten markiert: 1945 lag das Gletscherende bei 4573 m NN (WHITE 1951), 1958 in 4690 m NN (LORENZO 1964) und 1972 in vermutlich 4740 m NN.

Rückzugsmoränen sind am Popocatepetl im Bereich des steilen Kegels nicht zu finden (vgl. auch WHITE 1951, 1954). Wohl aber belegen Rundhöcker und Gletscherschrammen in dem Ventorillo-Tal sowie den benachbarten östlichen Tälern, daß die von vulkanischen Lockersedimenten freien schmalen Talzüge im Bereich des unteren Vulkankegels durch Gletscher-



Bild 31: Das Bild zeigt einen Ausschnitt des Popocatepetl-Nordhanges. Im unteren Bildteil sind deutlich Seitenmoränen des Ventorrillo-Tales zu erkennen. Die feinen Linien auf ihnen sind Aufstiegswege zum Gipfel des Vulkans. In der Bildmitte befinden sich glazial überformte Lavagesteine. Im oberen Bildteil ist der am tiefsten herabreichende Gletscher mit mehreren Staffeln großer Querspalteln zu sehen. Das Gletscherende (T = Gletschertor) reichte noch zu Beginn dieses Jahrhunderts einige 100 m weiter hinunter. Mögliche Rückzugsmoränen sind durch einen Pfeil gekennzeichnet.

Foto 31: Vista de una fracción de la falda norte del Popocatepetl. En la parte inferior de la foto se distinguen claramente morrenas laterales del Valle del Ventorrillo. Las líneas finas que se aprecian, son caminos para ascender a la cima del volcán. En la parte central se encuentran rocas pulidas y aborregadas de lava. En la parte superior de la foto, vista del glaciar más bajo con varios escalones de grietas transversales. El final del glaciar (T) a principios de este siglo, todavía llegaba unos 100 mts. más abajo. Posibles morrenas recesionales se han marcado con una flecha.

zungen ausgestaltet worden sind. Einige kleine Absätze, die mit einer dünnen Schuttdecke versehen sind (Bild 31), können möglicherweise als Rückzugsmoränen gedeutet werden.

Die Untersuchungen über ältere Gletschervorstöße bzw. Moränenablagerungen auf der Nordostseite des Popocatepetl werden durch einige Beobachtungen ergänzt, die auf der Nordwestseite des Vulkans gemacht wurden. Westlich des Paso de Cortés verläuft ein schmales Tal nach Westen. Zwischen dem unteren Waldrand und der Straße Amecameca/Paso de Cortés wird das Tal von langgestreckten Wällen begleitet, die als Moränenwälle der Diamantes-Vergletsche-

rung angesehen werden, denn in ca. 3300 m NN zeigt ein Aufschluß typisches Moränenmaterial. Es liegt stratigraphisch im gleichen Niveau wie ein Schutthorizont, der entlang der zuvor genannten Straße zwischen 3500 und 3200 m NN häufig aufgeschlossen ist; dieser Schutthorizont von 1-3 m Mächtigkeit (Bild 32) liegt über dem P3-Bims und wird von P2-Bims bedeckt. Kryoturbationen haben oft die Grenze Schutthorizont/P3-Bims verwürgt. An manchen Stellen sind mächtige, bis zu 1 m Durchmesser messende Taschen und Spalten ausgebildet. Die tephrochronologischen Befunde weisen auf eine \pm gleichzeitige Bildung des an seiner Untergrenze verwürgten Schutthorizontes und der Seitenmoränen in dem Tal hin; beide Bildungen entsprechen demnach den Hueyatenco-Moränen der Iztaccíhuatl.

Der vermutlich jungtertiäre Nexpayantla-Krater am Nordwesthang des Popocatepetl ist auf der Nordwestseite von einer gewaltigen Schlucht zerfressen. JAEGER (1926a) glaubt – schon allein wegen des hohen Alters dieses Gebirgsteiles – an eine frühere Vergletscherung. In 3800-4400 m NN scheint eine Rundhöckerflur von vulkanischen Aschen und Lapilli und zum Teil auch von Murgängen nachträglich verschüttet worden zu sein. In einigen Talkesseln oberhalb 4000 m NN erkennt JAEGER trotz jüngerer Veränderungen durch Erosion und Überschüttung mit großer Wahrscheinlichkeit Kare. In 3720 m NN fand JAEGER ein gekritztes Geschiebe und WEITZBERG (1921/22) in etwa gleicher Höhenlage Moränenwälle. Das Nexpayantla-Tal ist streckenweise als U-förmiges, glazial ausgestaltetes Tal angelegt, das durch viele Stufen (WHITE 1949) gegliedert wird. 3 km oberhalb der Ortschaft Nexapa (Abb. 20) sind zu beiden Seiten



Bild 32: Aufschluß an der Straße Amecameca-Paso de Cortés in ca. 3300 m Höhe. Über dem P3-Bims liegt ein 1–3 m mächtiger Schutthorizont, der an seiner Untergrenze oft deutliche Verwürgungen zeigt. Im Hangenden befindet sich über einer „Toba“-Lage der P2-Bims und darüber dunkle Popocatepetl-Aschen (C2 und C1).

Foto 32: Perfil junto a la carretera Amecameca-Paso de Cortés a 3300 mts. s. n. m. aproximadamente. Sobre el pómez P3 se encuentra un horizonte de escombros de 1–3 mts., que en su parte inferior tiene crioturbaciones muy definidas. Sigue, encima de una capa de „toba“, el pómez P2, cubierto por cenizas oscuras (C1 y C2) del Popocatepetl.

des Tales langgestreckte, flache, von jüngeren vulkanischen Sedimenten bedeckte Hügel zu beobachten. Es wird vermutet, daß es sich hier um verschiedene Moränen handelt, die aufgrund der absoluten Höhenlage den Nexcoalango-Moränen der Iztaccíhuatl zugeordnet werden müssen. Aufschlüsse sind nicht vorhanden. Dort, wo der Schwemmkegel ansetzt, endet ein etwas höherer, in seiner morphologischen Ausbildung klar zu erkennender Wall; er kann möglicherweise mit den Hueyatenco-Moränen parallelisiert werden.

Verschiedene Besuche der Südhänge des Popocatepetl, die nur schwer zugänglich sind und wegen des Marihuana-Anbaus stets in Begleitung des örtlichen Sicherheitspersonals durchgeführt werden müssen, erbrachten kein neues Material zur früheren Vergletscherung des Vulkans. Einerseits sind die Aufschlußverhältnisse äußerst schlecht, zum anderen scheinen mächtige jüngere vulkanische Sedimente und fluviale Ablagerungen sowie jüngere Lavaströme mögliche Moränenablagerungen zu verhüllen. Gewaltige Schluchten, die oberhalb der Orte Tochimizingo und Yancuitalpan die Hänge zerschneiden, haben ein äußerst junges Alter; dies ergab die Auswertung eines ca. 70 m hohen Profils in einer Schlucht bei Tochimizingo (vgl. Anhang I, Abb. 39, Profile XX u. XXI). Die Spuren möglicher Vergletscherungen wurden nicht angetroffen.

Eine Luftbilddauswertung erzielte weitere Erkenntnisse über die jüngste Vergletscherung. Es stellte sich heraus, daß – in Analogie zu den heutigen Verhältnissen – auch während der Gletschervorstöße, die die Moränen im Ventorillo-Tal bildeten, die Süd- und Südosthänge des Kraterkegels eisfrei waren (Abb. 20). Allein auf der Nord- und Nordwestseite sind die deutlichen Spuren einer Vergletscherung mit der Ausbildung mehrerer Gletscherzungen vorhanden. Die Gründe für die sehr stark expositionsabhängige Vergletscherung zur Zeit der Ayoloco(?) Moränenbildung – die Südhänge waren eisfrei, die Nord- und Nordwesthänge trugen Gletscher bis ca. 4200 m NN, d. h. bis rund 1250 m unterhalb des Gipfels – liegen in der Steilheit des Vulkankegels und damit in der unterschiedlichen Sonneneinstrahlung begründet, aber auch in dem tageszeitlichen Gang der Bewölkung, denn bis gegen Mittag ist die Ablation infolge der ungehinderten Sonneneinstrahlung auf den östlichen und südlichen Gipfelhängen auch während der Regenzeit äußerst groß, an den West- und Nordhängen jedoch wegen der starken Bewölkung am späten Vormittag und Nachmittag sehr gering (vgl. dazu auch ERN 1969, 1972). Diese Verhältnisse führen heute dazu, daß die Vergletscherung des Pico de Orizaba auf der Nord- und Nordwestseite bis ca. 4600 m NN herabreicht, während der südliche Teil des 5670 m hohen Vulkankegels schnee- und eisfrei ist, sieht man einmal von der sich nur wenige Stunden oder höchstens einige Tage erhaltenden Schneedecke nach heftigen Niederschlägen ab.

3.2.5. Zusammenfassender Überblick und Datierung der Glazialspuren der Sierra Nevada

Die gleichzeitige Anwendung tephrochronologischer und glazialmorphologischer Arbeitsweisen erlaubt eine einwandfreie Unterscheidung und eine ziemlich genaue Datierung der einzelnen Vergletscherungsphasen sowie der damit verbundenen Sedimente und Formen im Bereich der Sierra Nevada.

Ein Sammelprofil der Moränen einschließlich der für stratigraphische Aussagen wichtigen Bims- und Aschenlagen der jüngsten Popocatepetl-Förderfolge (siehe KNEIB et al. 1973) verbunden mit ¹⁴C- und anderen Datierungshilfen veranschaulicht folgende Ergebnisse (Abb. 28): Älteste Glazialspuren liegen in Gestalt tillartiger Sedimente vor; WHITE (1962a + b) beschreibt sie vom Westhang aus rund 2520 m NN bei San Rafael und anderen Orten. Auf der Ostseite befinden sich glaziale Ablagerungen in 2550 m NN oberhalb von Huejotzingo und vermutlich

auch oberhalb von San Nicolas de los Ranchos in 2520 m NN. Stets treten diese Ablagerungen in etwa gleicher Höhenlage auf; immer liegen sie im Bereich oder am Ausgang gewaltiger Schluchtsysteme bzw. Täler, die – wie die Untersuchungen gezeigt haben – die Spuren der nachfolgenden jüngeren Vergletscherungen besonders deutlich zeigen. Da ähnliche Sedimente nur als Moränenbildungen bekannt sind, nicht aber als Muren, Schlammströme oder Glutwolkenabsätze, werden die Ablagerungen als glaziale Bildungen gedeutet. WHITE (1962a + b) Vermutungen werden damit unterstrichen.

Diese glazialen Sedimente werden aufgrund ihrer Lage hinsichtlich des Reliefs und der absoluten Höhe vorerst – ohne daß weitere Beweise angeführt werden könnten – einer einzigen Vergletscherungsphase zugeschrieben; die Tatsache, daß zwischen den glazialen Ablagerungen dieser bisher ältesten nachgewiesenen Vergletscherung und den nächstjüngeren Nexcoalango-Moränen an keiner Stelle und auch von keinem früheren Bearbeiter, sei es WHITE (1962a + b) oder auch DE TERRA et al (1949), irgendwelche Spuren einer weiteren Vergletscherung gefunden worden sind, mag für die Annahme sprechen, daß die genannten ältesten glazialen Bildungen zeitgleich sind.

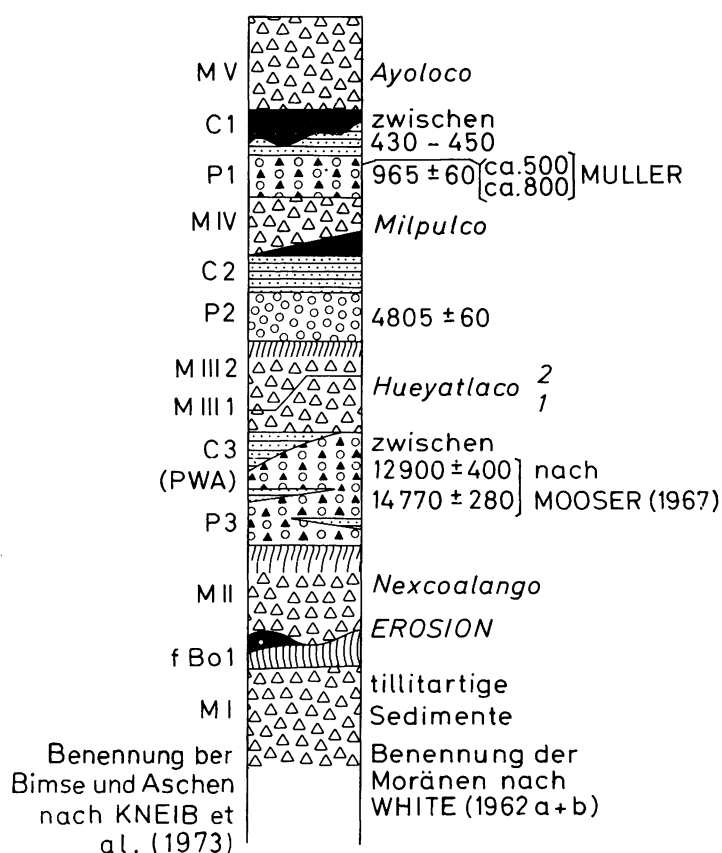


Abb. 28: Sammelprofil der glazialen Ablagerungen und der stratigraphisch wichtigen Bims- und Aschenlagen der Sierra Nevada. Die Signaturen entsprechen denen der Abbildung 12.

Lámina No. 28: Concentración de perfiles de sedimentos glaciales y de las capas importantes, estratigráficamente, de pómez y de cenizas en la Sierra Nevada. La marcación corresponde a la de la lámina No. 12.

WHITE (1962a + b) datiert diese tillitartigen Sedimente am Westhang der Sierra Nevada in das prä-Wisconsin bzw. in das Buffalo-Stadium oder das post-Buffalo/prä-Bull-Lake-Stadium. Als Gründe für die zeitliche Einstufung nennt WHITE die starke Verwitterung des Materials und die Beziehung zu den nachfolgenden Wisconsin-zeitlichen Moränenbildungen. Im Bereich der Sierra Nevada konnten keine Anhaltspunkte für eine genauere absolute Datierung dieser tillitartigen Sedimente gefunden werden. Erst die Korrelierung der Moränen der Malinche mit den Moränen der Sierra Nevada erlaubt eine bessere Altersansprache (s. u.).

Über den ältesten Moränen liegt am Osthang der Iztaccíhuatl ein mächtiger, kräftig entwickelter fossiler Boden; dieser Boden stellt gleichzeitig eine alte Landoberfläche dar. Die mineralogischen Untersuchungen (HEIDE-WEISE et al. 1971; HEINE et al. 1973) haben ergeben, daß diese fossile Bodenbildung in eine Zeit relativer Ruhe hinsichtlich der vulkanischen Förderung fällt (vgl. Anhang I). Dieser Boden wurde auf der Nordost-, Ost- und Südseite der Sierra Nevada beobachtet. Oft lagern über 30 m mächtige jüngere Sedimente über dem Boden, wie zum Beispiel oberhalb von Huejotzingo oder bei Tochimilzingo am Popocatepetl-Südhang (Anhang I, Profile XX u. XXI).

Diesem Boden folgen im Profil (Abb. 28) die Nexcoalango-Moränen. Sie sind mit Ausnahme der Südseite der Sierra Nevada überall dort nachgewiesen worden, wo große Täler das Gebirgsmassiv verlassen. In der Regel werden die Endmoränen der Tonicoxco-Vergletscherung in 2750 m NN aufgefunden; am Nordosthang des Popocatepetl liegen sie sogar noch etwas tiefer. Unterhalb der Endmoränenwälle sind häufig Kiese und Sande als glazifluviale Bildungen abgelagert und durch verschiedene Erosions- und Akkumulationsphasen Terrassen gebildet worden. Auf der Westseite der Sierra Nevada allerdings reichten die Gletscher während der Tonicoxco-Ver eisung im Cañon de San Rafael, der Cañada del Negro, dem Diamantes- und Alcalican-Tal nicht aus den in die Gebirgslanken tief eingeschnittenen Talschluchten heraus; dadurch wurde die Akkumulation breiter Schwemmfächer oder auch mächtiger Terrassenschotter unterbunden. Nur im Tal bei Nexapa ist auch am Westhang ein Schotterkegel entstanden.

Die Gletscher, die die Nexcoalango-Moränen bildeten, hatten unterschiedliche Längen. Der größte Talgletscher floß vom Nordhang des Teyotl zuerst nach Norden und dann nach Nordosten; seine Gesamtlänge betrug 16 km. Der zweitlängste Gletscher reichte vom Nordhang des Popocatepetl in einem Bogen nach Osten; der Gletscher, der etwa 4,5 km östlich des Paso de Cortés mit dem Apatlaco-Talgletscher zusammenströmte, hatte eine Länge von rund 12 km. Etwas kürzer war der Gletscher im Nexpayantla-Tal auf der Nordwestseite des Popocatepetl. Die Talgletscher, die vom Iztaccíhuatlmassiv nach Osten und Westen flossen, waren bis zu 10 km lang.

Die Nexcoalango-Moränen werden von den P3-Bimsen überlagert. Der P3-Bimslapilli-Horizont stellt eine stratigraphische Leitschicht dar. Bereits MOOSER (1967) konnte diese Bimsschicht, die auch mit PWA (= pumice with andesite) bezeichnet wird, vom Gebiet des Paso de Cortés bis zu verschiedenen Aufschlüssen im Becken von Mexiko verfolgen und dort aufgrund der Einschaltung der P3-Bimse in limnische und torfige Sedimente auf ein ^{14}C -Alter zwischen 14770 ± 280 und 12900 ± 400 Jahre B.P. eingrenzen (Abb. 29). Die von MOOSER (1967) angegebene Stratigraphie bestätigen KNEIB et al. (1973). Die Nexcoalango-Moränen haben demnach ein Mindestalter von 12900 ± 400 Jahre B.P. Über das maximale Alter der Moränen, die WHITE (1962a) in das Bull-Lake-Stadium stellt und damit – so WHITE – in das Classical Wisconsin, lassen sich keine auf ^{14}C -Daten beruhende Angaben machen.

Über dem P3-Bims und den C3-Aschen befinden sich die glazialen Ablagerungen der beiden Vorstöße der Diamantes-Vergletscherung. Aufgrund der stratigraphischen Lage der Hueyatlaco-

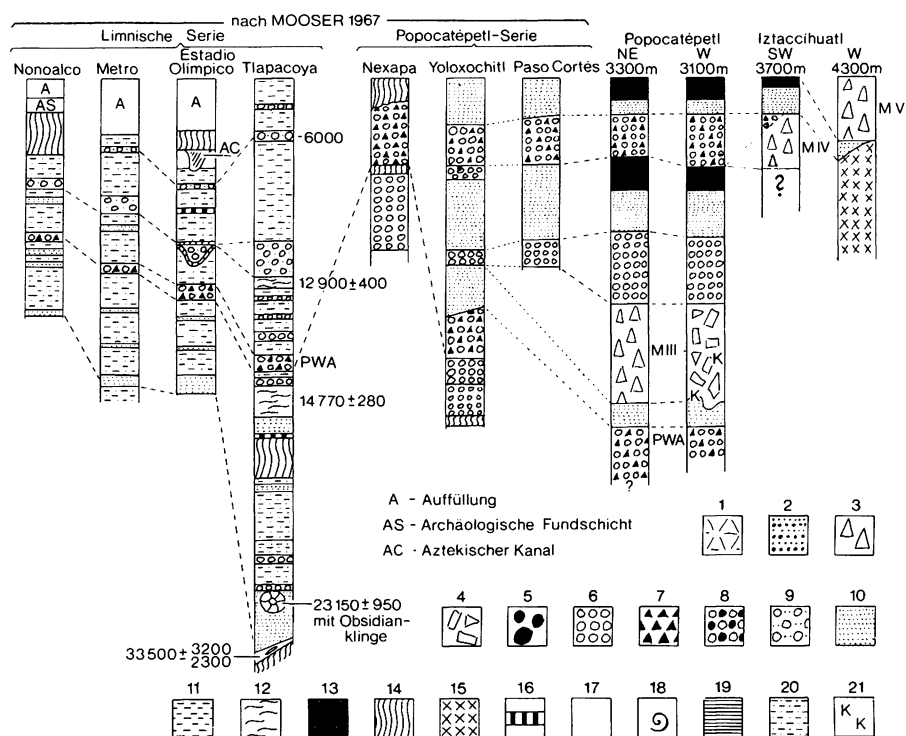


Abb. 29: Korrelierung der Texcoco-See-Sedimente (Becken von Mexiko) mit den Schichten der Sierra Nevada (Popocatepetl und Iztaccihuatl), zum Teil nach MOOSER (1967). Es bedeuten:

Lámina No. 29: Correlación de los sedimentos del Lago de Texcoco (Valle de México) con las capas de la Sierra Nevada (Popocatepetl e Iztaccihuatl). En parte, según MOOSER (1967). Significa:

- | | |
|--|---------------------------|
| 1 = vulkanische Brekzie | Brecia volcánica |
| 2 = glazifluviale Sande und Kiese | Sedimentos glazifluviales |
| 3 = Moränenschutt | Detritus de morrena |
| 4 = periglazialer Hangschutt | Detritus periglaziales |
| 5 = fluviale Schotter | Sedimentos fluviales |
| 6 = Bims | Pómez |
| 7 = Andesitfragmente | Fragmentos de andesita |
| 8 = Bims mit Andesit (rB) | Pómez con andesita (rB) |
| 9 = Bims mit vulkanischem Sand | Pómez con arena volcánica |
| 10 = Sand, meist vulkanisch | Arena (volcánica) |
| 11 = Schluff | Polvo |
| 12 = Torf | Turba |
| 13 = Andosol | Andosol |
| 14 = Boden (allgemein), auch Bodenrest | Suelo |
| 15 = anstehendes vulkanisches Gestein | Roca volcánica |
| 16 = Caliche | Caliche |
| 17 = „Toba“-Sedimente | Toba |
| 18 = Fossilfund | Fósil |
| 19 = Bänderton | Varvas |
| 20 = limnische Sedimente | Sedimentos lacustres |
| 21 = Krypturbationen | Crioturbación |

Moränen zwischen den P3/C3-Bims- und Aschenlagen und dem P2-Bimshorizont kann das maximale Alter vorerst auf ca. 13000 bis 14000 Jahre B.P. festgesetzt werden. Das minimale Alter wird durch die auf 4805 ± 60 (Hv 4883) Jahre B.P. datierte P2-Bimsschicht gegeben.

Besonders charakteristisch für die Hueyatlaco-Moränen sind die beiden deutlich voneinander getrennten Endmoränenstapeln, die einen zweimaligen Gletschervorstoß dokumentieren. Nicht immer konnten die Moränen der älteren Staffel von denen der jüngeren unterschieden werden. In der Regel rückten die Gletscher des älteren Vorstoßes weiter talwärts vor und schufen kleinere Moränenwälle als die Gletscher des nachfolgenden Vorstoßes. Auffällig ist weiterhin, daß die Diamantes-Vergletscherung nicht mehr die langen Talgletscherzungen auszubilden vermochte, die für die Tonicoxco-Vergletscherung so typisch waren. Daher kommt es, daß die Hueyatlaco-Endmoränen stets zwei bis drei Kilometer weiter talaufwärts als die Nexcoalango-Moränen anzutreffen sind.

In Höhenlagen zwischen rund 3000 und 3800 m NN sind die Hueyatlaco-Seitenmoränen teilweise bis zu 50 m hoch. Da sie sich im Gelände gut verfolgen lassen, kann aufgrund ihrer ziemlich umfassenden Kartierung die Vergletscherung während des Diamantes-Stadiums recht gut rekonstruiert werden. Die Grenze, in der sich die geschlossene Diamantes-Vergletscherung des Gipfelbereichs der Sierra Nevada in einzelne Gletscherströme und -lappen auflöste, hat – wie die Auswertung der Rundhöcker, Moränen und Verbreitung der P3-Bimslagen ergab – etwas oberhalb der 3600-m-Isohypse gelegen. Das Gebiet des Llano Grande el Alto in rund 3600 m NN war während der Diamantes-Vergletscherung eisfrei (vgl. Abb. 20), und auch bei WHITE (Abb. 17) liegt das Gebiet vor dem Außensaum der sonst bei ihm wesentlich weiter hinabreichenden Hueyatlaco-Endmoränen. Mehrere Eisströme flossen vom Nordhang des Teyotl in nördlicher Richtung; am Westhang konzentrierte sich der Abfluß des Eises auf die Cañada del Negro und die Ayoloco- und Milpulco-Täler. Ein kleinerer Gletscher strömte vom Paso de Cortés in westlicher Richtung. Ein großer Eisstrom floß durch das Nexpayantla-Tal ebenfalls nach Westen. Auf der Ostseite der Iztaccíhuatl waren drei breite Gletscher ausgebildet, auf der Südseite ein weiterer, der sich mit dem vom Nordhang des Popocatepetl kommenden Gletscher vereinigte (vgl. Abb. 20).

Zwischen den Hueyatlaco-Moränen und den Milpulco-Moränen liegen der P2-Bims und die C2-Aschen. Allein aus diesem Grunde muß das Alter der Milpulco-Moränen, die WHITE (1962a) als Bildungen des Temple-Lake-Stadiums ansieht, das er ins ausgehende Wisconsin stellt, jünger als 4805 ± 60 Jahre B.P. sein. Andererseits wird das maximale Alter der Moränen durch die Datierung der hangenden P1-Bimse festgesetzt. Nach einer ^{14}C -Bestimmung von Holzkohle, die im P1-Bims auf der Westseite der Sierra Nevada in ca. 3050 m NN gefunden wurde, hat der Bims ein Alter von 965 ± 60 Jahre B.P.¹⁰. Für ein recht junges Alter der letzten größeren Bims-eruption des Popocatepetl sprechen auch die Beobachtungen amerikanischer Archäologen an der Pyramide von Cholula, in der angeblich Spuren dieses Bimses gefunden worden sind (MULLER 1970). In der Stratigraphie von MULLER (1970) sind Bimse mit Keramik im Mittleren Postklassikum (1200-1100 n. Chr.) und im Späten Postklassikum (1440-1469 n. Chr.) vermerkt. Die Richtung, in der das Bimsmaterial gefördert wurde, erstreckt sich vom Popocatepetl aus nach Nordosten, und die bodenkundliche Kartierung ergab (AEPPLI et al. 1973), daß dieser Bims zwischen Cholula und den Hängen des genannten Vulkans an der Oberfläche eine weite Verbreitung hat. Das belegen auch die Untersuchungen von SEELE (1973) im Gebiet von Nealtican. Da

¹⁰ Frdl. mdl. Mitt. Dr. G. MIEHLICH. Die ^{14}C -Altersbestimmung erfolgte durch Dr. M. A. GEYH im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover.

andere junge Bimseruptionen, die das Material bis zur Pyramide von Cholula gefördert haben könnten, nicht bekannt sind – auch nicht für die vielen kleineren Vulkane und Ausbruchsstellen –, darf angenommen werden, daß der Bims in den Bauten der Pyramide dem Bims über den Milpulco-Moränen entspricht. Die ältesten Teile der mehrmals überbauten Pyramide gehören dem Präklassikum an und wurden vor über 2000 Jahren errichtet (MARQUINA 1970).

Über dem P1-Bims liegen die C1-Aschen, die den letzten größeren Ascheneruptionen des Popocatepetl angehören. Während der Ausbruchsperiode zwischen 1519 und 1539 förderte der Popocatepetl zum letzten Mal größere Mengen vulkanischer Aschen (DIAZ DEL CASTILLO 1939; YARZA 1971). Die Überlegung, daß die von DIAZ DEL CASTILLO erwähnten Eruptionen die dunklen Aschen bis weit über das Becken von Puebla-Tlaxcala verbreitet haben, andererseits die in unmittelbarer Nachbarschaft des Ausbruchsherdos gelegenen Ayoloco-Moränen keine Aschen- oder Lapilli-Auflage erkennen lassen, was auch WHITE (1962a) festgestellt hat, belegt ein Alter für die Ayoloco-Moränen, das jünger als die letzten großen Ascheneruptionen des Popocatepetl, d. h. jünger als rund 430-450 Jahre ist. Bereits JAEGER (1926a) beschreibt den frischen Erhaltungszustand der Moränenkränze und kommt zu dem Schluß, daß es sich um rezente Moränen handelt, die vor nicht allzu langer Zeit gebildet wurden; die Formen sind so frisch, wie etwa in den Alpen die Endmoränen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts. Der für die vergangenen 90 Jahre nachgewiesene rasche Gletscherrückzug (s. o.) bestätigt die Vermutung, daß hier Moränen aus dem vergangenen Jahrhundert vorliegen.

Während noch zur Zeit der Alcalican-Vergletscherung einzelne kleine, dünne Talgletscherungen bis in Höhen unter 4000 m NN vorstoßen konnten, um dort schmale, nur wenige Meter hohe Moränenkränze aufzuhäufen (Milpulco), zeigt die Anordnung der Ayoloco-Moränen rings um das Gipfelmassiv der Iztaccíhuatl eine Vergletscherung an, die keine längeren Talgletscher mehr auszubilden vermochte. Die Milpulco-Moränen lassen mindestens eine Rückzugsmoräne erkennen, die Ayoloco-Moränen weisen bis zu vier Rückzugsmoränenwälle auf.

Die gewaltigen Ayoloco-Endmoränen in Höhen zwischen rund 4300 und 4450 m NN dürfen aus Analogiegründen den weltweiten Gletschervorstößen in der Zeit zwischen ca. 1800 und 1850 zugeordnet werden. Dafür sprechen auch verschiedene andere Beobachtungen. So reichte beispielsweise der Ayoloco-Gletscher am Iztaccíhuatl-Westhang noch um 1880 bis an die Hauptendmoräne heran (FARRINGTON 1897). Ähnlich tief hinunter erstreckte sich der Popocatepetl-Gletscher im Ventorillo-Tal noch bis zu Beginn dieses Jahrhunderts (s. o.; WHITE 1954). In der Zeit zwischen 1800 und 1890 waren die Niederschläge weltweit größer als in der Zeit nach 1890; diese Erscheinung läßt sich auch für Mexiko nachweisen (KLAUS 1973a). Erst nach 1890 erfolgte ein allgemeiner Anstieg der Temperaturen bei gleichzeitigem Rückgang der Niederschläge. Die Rückzugsmoränen des Ayoloco-Gletschers wurden erst nach ca. 1890 gebildet, was die klimatischen Verhältnisse recht gut widerspiegelt. Eine Bildung der Rückzugsmoränen war durch ein Stagnieren des Gletscherrückschreitens oder durch ein kurzzeitiges, geringes Vorschieben der Gletscherzunge infolge überdurchschnittlich starker Niederschläge möglich. Verschiedene feuchtere und damit auch wolkenreichere Jahre sind für Mexiko um 1900-1909, 1914-1917, 1931/32-1936/37 und 1941/42-1953 nachgewiesen (KLAUS 1973a). Die vier Rückzugsmoränen im Ayoloco-Tal sind – wie aus den Beschreibungen von FARRINGTON (1897), FRÜH (1898), BÖSE et al. (1901), JAEGER (1926), DE TERRA et al. (1949) und WHITE (1962a) hervorgeht – zwischen 1890 und 1950 gebildet worden. Sie lassen sich den feuchteren Klimaabschnitten zuordnen und zwar folgendermaßen: Die älteste Rückzugsmoräne fällt in die Zeit vor 1900, die zweitälteste entstand in den Jahren 1900-1909 und/oder 1914-1917, die nächstjüngere in den Jahren 1931/32-1936/37 und die jüngste in den Jahren 1941/42-1953.

WHITE (1962a + b) glaubte an eine Bildung der Ayoloco-Moränen während des Gannett-Peak-Stadiums, das nach WHITE in die ‚Kleine Eiszeit‘ (Little Ice Age) fällt. DE TERRA et al. (1949) datierte die von ihm erkannten drei Rückzugsmoränen wesentlich älter; die jüngste Rückzugsmoräne fällt nach ihm mit der Klassischen Teotihuacan-Kultur (um 1300 n. Chr.) zusammen, die nächstälteren Moränen wurden nach ihm in der Zeit zwischen 300 v. Chr. und 100 n. Chr. gebildet. Die Ayoloco-Endmoräne parallelisiert DE TERRA mit der Chalco-Kultur um 2500 v. Chr. (vgl. Tab. 1). Nur JAEGER (1926a) erkannte das junge Alter der Ayoloco-Moränen und der bis 1925 gebildeten beiden ältesten Rückzugsmoränen.

3.2.6. Korrelierung der glazialen Spuren des Malinche-Vulkans mit denen der Sierra Nevada

Der Parallelisierung der glazialen Ablagerungen und Formen der Malinche einerseits und der Sierra Nevada andererseits wird eine anhand pedologischer, tephrochronologischer und geomorphologischer Untersuchungen erarbeitete und durch ^{14}C -Daten ergänzte Stratigraphie der jungpleistozänen und holozänen Sedimente zugrunde gelegt, die durch eine Profilreihe von der Malinche durch das Becken von Puebla-Tlaxcala bis zur Sierra Nevada belegt ist (vgl. HEINE 1971b, 1973a, b, c; HEINE et al. 1972, 1973). Bisher ist nur von CORNWALL (1968a + b, 1970) versucht worden, die jüngeren Sedimente aus dem Becken von Puebla mit den Ablagerungen im Becken von Mexiko zu parallelisieren. CORNWALL wollte die durch paläontologische, prähistorische und archäologische Funde charakterisierten Schichten aus dem Gebiet des Valsequillo südlich Puebla stratigraphisch einordnen, indem er eine Beziehung zu den besser erforschten Sedimenten des Beckens von Mexiko herstellte (vgl. dazu: ARMENTA 1959; COOK 1968; ARELLANO 1953; BRADBURY 1970; DE TERRA 1947, 1957; DE TERRA et al. 1949; FOREMAN 1955; HAYNES 1967; KRIEGER 1950; LITVAK KING 1964; LORENZO 1958; MIRAMBELL 1967; MOOSER 1963, 1967; MOOSER et al. 1956; SEARS et al. 1955; ZEEVERT 1951 u. a.).

Auf der Tetela-Halbinsel im Valsequillo-Stausee konnte C. IRWIN-WILLIAMS archäologische und paläontologische Ausgrabungen machen, die jedoch bisher nicht stratigraphisch eingeordnet werden konnten. CORNWALL (1968a, 1970) kann die Profile nicht mit den Aufschlüssen entlang der Autobahn Mexiko-Puebla parallelisieren. Die tephrochronologischen Untersuchungen ergaben, daß die Fundschicht unter dem fossilen Boden fBo1 liegt, der hier – wie auch bei Puebla und Tlaxcala (vgl. Anhang I, Abb. 88) – von dem rB-Bims überlagert wird. Demnach kann als Mindestalter für die archäologischen Funde das Alter des fossilen Bodens fBo1, der rund 25000 Jahre alt ist, angesehen werden (vgl. HEINE 1973c). Das Alter des fBo1-Bodens konnte an den Hängen der Malinche auf ca. 26000 bis 21000 Jahre B.P. festgesetzt werden. Da der fBo1-Boden jedoch ein Relief dokumentiert, das bis zur Zeit der MII-Vergletscherung in der Regel nicht von Sedimenten bedeckt wurde, darf vermutet werden, daß die fBo1-Bodenbildung in manchen Gebieten (besonders in den Beckenlagen) auch jünger als ca. 21000 Jahre B.P. sein kann. Als mögliche Bildungszeit für den fBo1-Boden im Arbeitsgebiet kommt der Zeitraum zwischen rund 26000 und 12500 Jahre B.P. in Betracht, jedoch muß einschränkend hinzugefügt werden, daß aufgrund der klimatischen Verhältnisse (s. u.) die Bodenbildung während des recht kalten und trockenen Klimaabschnittes zwischen ca. 20000 und 12500 Jahre B.P. gar nicht oder nur abgeschwächt stattfand. Dieser Boden fBo1 sowie die Bimslapillischicht rB lassen sich überall im Bereich des westlichen und südlichen Beckens von Puebla wiederfinden, zumeist zusammen-

geschwemmt oder teilweise auch mit anderem Material vermischt.¹¹ Im östlichen Bereich des Beckens von Puebla dünnt die Bimslapilli-Lage rB aus; sie wird im Tlaloc/Telapón-Gebiet von quarzhaltigen Bimsen und an den Osthängen der Sierra Nevada von Bimslagen mit einem hohen Gehalt an Hypersthen und diopsidischem Augit abgelöst. In allen Gebieten ist der fBo1-Boden deutlich ausgebildet und zeigt eine Periode längerer vulkanischer Ruhe an, die von der jüngsten Förderfolge abgelöst wird (Anhang I). Aufgrund dieser Beobachtungen wird angenommen, daß die letzte Förderfolge im Bereich der Sierra Nevada und der Malinche \pm gleichzeitig eingesetzt hat, und zwar wurden am Popocatepetl zuerst die andesithaltigen P3-Bimslagen gefördert, in der nördlichen Sierra Nevada die quarzreichen Tuffe und an der Malinche die andesithaltigen rB-Bimslapilli. Man darf daher den fBo1-Boden, der die Phase der Förderruhe dokumentiert, und die gerade genannten Bimslagen als stratigraphische Leithorizonte benutzen. Unter dieser Annahme und bei Berücksichtigung der glazialmorphologischen Befunde ergeben sich folgende Beziehungen zwischen den Gletscherspuren der Malinche und der Sierra Nevada (vgl. Abb. 12 u. 28; Anhang I, Abb. 39):

Ob der auf ca. 39000 Jahre B.P. datierte unterste Glutwolkenabsatz an der Malinche von einer ältesten Moräne unterlagert wird, kann aufgrund der unzureichenden Aufschlußverhältnisse vorerst nicht entschieden werden. Es ist möglich, daß der Moränenschutt den MI-Moränen der Malinche angehört. Diese MI-Moränen befinden sich an der Malinche unter dem fossilen Boden fBo1 und haben damit ein Alter von minimal rund 26000 Jahre (aufgrund der Datierungen von MALDE und den eigenen Altersbestimmungen muß mit einer Zeit der fBo1-Bodenbildung im Bereich der Malinche zwischen ca. 26000 und 21000 Jahre B.P. gerechnet werden); das maximale Alter der MI-Moränen beträgt ca. 39000 Jahre B.P., denn sie liegen über den entsprechend alten Glutwolkenablagerungen. Die tillitartigen Ablagerungen der Sierra Nevada werden ebenfalls von dem fBo1-Boden überlagert. Sie sind – wie an der Malinche die MI-Moränen – auch am Ausgang großer Talsysteme zu finden und treten in Höhenlagen nicht unter 2500 m NN auf. Da die geologisch-stratigraphischen, wie auch morphologischen Beobachtungen sowohl für die tillitartigen Ablagerungen der Sierra Nevada als auch für die MI-Moränen der Malinche übereinstimmen, werden beide glazialen Bildungen parallelisiert. Da zwischen ihnen und dem fBo1-Boden, bzw. den nächstjüngeren Moränen keine weiteren Glazialablagerungen gefunden werden, ist es sehr unwahrscheinlich, daß es sich um verschieden alte Sedimente handelt.

Die Aufschlußverhältnisse lassen Aussagen über eine etwas genauere Altersbestimmung der MI-Moränen zu. Die mächtigen Glutwolkensedimente sind nicht verwittert. Zwischen den einzelnen Eruptionen erfolgten einige kleinere Ausbrüche, die Aschen- und feine Bimslagen bildeten. Auch diese zwischengeschalteten Schichten sind unverwittert. Daher muß angenommen werden, daß die Glutwolkensedimente in kurzer zeitlicher Folge gefördert wurden. Über den jüngsten Glutwolkenabsätzen befindet sich das stark verwitterte MI-Moränenmaterial. Dann erst folgt im Hangenden der fossile Boden fBo1. Eine Ausdeutung der Schichtenfolge unter Einbeziehung der fossilen Bodenbildungen zeigt, daß die Ablagerung des MI-Moränenmaterials sehr wahrscheinlich „kurz“ nach den Glutwolkenausbrüchen erfolgte, d. h. zu dem älteren der die MI-Moränen zeitlich festlegenden ¹⁴C-Daten tendiert. Ein Alter von über 32000 Jahre B.P. darf daher sicherlich angenommen werden, zumal – wie die Erfahrung lehrt (GEYH 1971)

¹¹ In den erst kürzlich publizierten Profilen aus dem Gebiet des Valsequillo (BUNDE 1973; GUENTHER 1973) läßt sich der von mir mit rB bezeichnete Bimshorizont nicht zweifelsfrei wiederfinden. Andererseits lassen sich die bei BUNDE (1973) und GUENTHER (1973) genannten Becerra-Schichten in die hier gegebene Stratigraphie einordnen (vgl. HEINE 1973c; Tab. 4).

– Bodenproben im Vergleich zu Holzkohleproben um Jahrtausende zu junge ^{14}C -Alter ergeben können.

Die charakteristischen Merkmale der Malinche-MII-Moränen, nämlich die Ausbildung von langen Talgletschern, die Lage der Endmoränen in 2700 bis 2900 m NN, das Auftreten des fBo1-Bodens unter den Moränen, die Überdeckung des Moränenschutts mit den ältesten Ablagerungen der jüngsten vulkanischen Förderfolge (rB), die Größe der Moränenwälle, der zeitlich sehr begrenzte, in der Regel nur durch einen Endmoränenwall belegte Vorstoß der MII-Talgletscher und die gegenüber der Verwitterung des MI-Materials weniger intensive Verwitterung des Moränenschutts, weisen ebenso die Nexcoalango-Moränen der Sierra Nevada auf (vgl. Tab. 3). Aus diesem Grunde können die beiden Moränengruppen parallelisiert werden.

Im Bereich der Malinche wurde das Alter der MII-Moränen durch eine ^{14}C -Datierung auf ca. 12100 Jahre B.P. festgesetzt. Aufgrund der im Bereich der Sierra Nevada vorgenommenen Altersbestimmung durch ^{14}C -Datierungen müßten die Nexcoalango-Moränen jedoch älter als rund 13000-14000 Jahre B.P. sein. Diese Diskrepanz läßt sich vorerst nicht erklären. Wenn man allerdings berücksichtigt, daß die ^{14}C -Altersbestimmungen, die der zeitlichen Einstufung der Nexcoalango-Moränen zugrunde liegen, in einem anderen ^{14}C -Labor vorgenommen wurden als die Analysen der MII-Datierung, so muß man a priori bei einem Vergleich der ^{14}C -Ergebnisse äußerst vorsichtig sein (vgl. GEYH 1971; GEYH et al. 1970; STUIVER 1971; SCHARPENSEEL et al. 1969; OLSSON 1970)¹². Da Grund zu der Annahme besteht (frdl. mdl. Mitt. MOOSER), daß die von MOOSER genannten ^{14}C -Daten hinsichtlich der Genauigkeit nicht den Aussagewert haben wie die von MALDE (o. J.) und die für die vorliegende Untersuchung ermittelten Werte, soll an dieser Stelle der Datierung der eigenen Proben die größere Bedeutung zukommen, zumal diese Daten sehr gut mit den Ergebnissen der Datierungen von MALDE übereinstimmen. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß den Datierungen für die Nexcoalango- und die MII-Moränen unterschiedliches Material zugrunde liegt, nämlich Torfe aus dem Becken von Mexiko einerseits und Holzkohle eines Kiefernstammes andererseits. Daher wird hier angenommen, daß die MII-, bzw. Nexcoalango-Moränen ein Alter von rund 12100 Jahren B.P. haben und daß dem entsprechend das Alter der P3-Bimsschicht etwas jünger zu sein scheint, als MOOSER (1967) angibt; der P3-Bims liegt nämlich im gleichen stratigraphischen Niveau wie der rB-Bims-Leithorizont im Bereich der Malinche. Allein diese Beobachtung und die tephrochronologischen Untersuchungen (HEINE et al. 1972, 1973) scheinen die Vermutung zu bestätigen, daß die ^{14}C -Datierungen MOOSERS (1967) für die P3-Bimse etwas zu alt sind.

Aufgrund der stratigraphischen Ergebnisse müssen die MII-(= Nexcoalango-)Moränen in das ausgehende Wisconsin gestellt werden; sie sind also wesentlich jünger, als DE TERRA et al. (1949) für die El-Salto-Moränen, die mit den MII-Moränen identisch sind, annehmen; DE TERRA ordnet sie dem Wisconsin I (Iowan) zu. Auch die Datierung WHITES (1962a + b), der in den Nexcoalango-Moränen Bildungen des Bull-Lake-Stadiums sieht, muß korrigiert werden.

Typisch für die Schichten im stratigraphischen Niveau der MII-Moränen sind Kryoturbarationen und Solifluktionsmaterial. Der von LORENZO (1969a + b) beschriebene Eiskeil befindet sich in dem genannten Niveau. Diese Aussage stützt sich auf die Korrelierung der P3-Bimshorizonte und der fossilen Böden in den Profilen entlang der Autobahn (Abb. 19) mit dem an der Malinche datierten fBo1-Boden. Der 'First Red Soil' CORNWALLS (1968a, 1970) ist identisch mit dem fBo1-Boden. Dieser fossile Boden läßt sich auf der Ostflanke der Sierra Nevada deutlich verfolgen, ebenso im Bereich der Westabhänge entlang der Autobahn (vgl. CORNWALL 1968a, 1970). Nur im Gebiet des Rio Frio-Passes scheint der fBo1-Boden (= 'First Red Soil') nicht gut ausgebildet zu sein. Dort wird er von der jüngeren Lava und den von MALDE (o. J.) auf

¹² Die in demselben Labor ermittelten ^{14}C -Datierungen für Holzkohle aus dem Glutwolkenabsatz am Rio Frio-Paß (Abb. 18) ergaben ein Alter von über 35000 Jahre B.P., während MALDE ein Datum von $22335 \pm \begin{smallmatrix} 2055 \\ 1565 \end{smallmatrix}$ Jahre B.P. ermittelte.

Tabelle 3: Korrelierung der Malinde-Moränen mit den Moränen der Sierra Nevada
 Tabla No. 3: Correlación de las morrenas de La Malinde con morrenas de la Sierra Nevada.

HEINE				WHITE (1962 a + b)			
Vergletsche- rungen/ Moränen	Alter (Jahre B. P.)	Malinde	Sierra Nevada	Iztaccihuatl (Westseite)			Alter nach WHITE. Korrelierung mit den Vergletscherungen der Rocky Mountains nach WHITE
		Höhe in m NN	Höhe in m NN	Zeit	Moränen	Höhe in m NN	
MV	unter 180	nicht ausgebildet	über 4 300	Hypothermal	Ayoloco	4 270—4 410	Gannett-Peak-Stadium ("Little Ice Age")
MIV	ca. 2 000	über 3 950	3 650—4 200	Alcalican	Milpulco	3 630—3 760	Temple-Lake-Stadium (Spätes Wisconsin)
MIII 2. Vorstoß	ca. 9 000—10 000	um 3 000	über 3 000	Diamantes 1. Vorstoß	Hueyatlaco	3 135—3 650	Pinedale-Stadium (Classical Wisconsin)
			über 2 880	Diamantes 2. Vorstoß			
MII	ca. 12 100	über 2 750, auf der Westseite bis 2 640	über 2 750	Tonicoxco	Nexcoalango	2 750—3 050	Bull-Lake-Stadium (Classical Wisconsin)
MI	ca. 32 000—34 000	2 630 und tiefer bis 2 550 (?)	bis 2 520 und tiefer (?)	prä-Wisconsin	tillitartige Sedi- mente zwischen den ältesten Schwemmkegel- sedimenten	2 450—2 950	Buffalo-Stadium oder post-Buffalo/prä- Bull-Lake-Stadium

$22\,335 \pm \frac{2055}{1565}$ Jahre B.P. datierten Glutwolkenabsätzen überlagert. Nimmt man an, daß die fBo1-Bodenbildung bereits vor 25000 Jahren B.P. begonnen hat – wie es für den fBo1-Boden der Malinche durch MALDES Daten nachgewiesen ist – und daß die fBo1-Bodenbildung bis zumindest 21000 Jahre B.P. andauerte, so erklärt sich zwanglos die geringe Intensität der Bodenbildung unter den Ablagerungen der jüngeren Lava und den Bimstufen im Bereich des Rio Frio-Passes gegenüber der fBo1-Bodenausbildung an den Ost- und Westhängen der Sierra Nevada, denn durch die Lavabedeckung wurde am Rio Frio-Paß die fBo1-Bodenbildung vorzeitig unterbrochen. Die von MALDE genannte ^{14}C -Datierung der Glutwolkenabsätze fügt sich gut in das stratigraphische Gesamtbild ein, während die Datierungen von mexikanischer Seite wegen ihres hohen Alters allen anderen Beobachtungen widersprechen, weshalb ihnen hier nur ein geringer Aussagewert zugemessen wird.

Die MIII-Moränen der Malinche wurden durch zwei voneinander getrennte Gletschervorstöße gebildet. An dem Westhang des Vulkans sind zwischen den glazialen Ablagerungen des MIII-Stadiums Bimse, umgelagerte Sande und ein deutlich erkennbarer Andosolboden anzutreffen. Der Andosol kann kryoturpat in das liegende Material eingewürgt worden sein. Die fluvialen Sande und Schluffe waren an der Basis mit Blattresten von *Buddleia nitida* und *Buddleia wrightii* durchsetzt, was auf Strauchwuchs in 2900 m NN während des Gletscherrückzuges nach dem ersten Vorstoß der MIII-Gletscher hindeutet. Diese Zweiteilung der Gletschervorstöße zeigen auch die Hueyatlaco-Moränen der Sierra Nevada. Außerdem befinden sich die Endmoränen der MIII- wie auch der Hueyatlaco-Moränenbildungen in Höhen um 3000 m NN; der erste Vorstoß reichte an beiden Gebirgsmassiven etwas weiter talwärts als der zweite; die Moränenwälle sind bedeutend höher als die der MII-Vergletscherung. Diese und viele andere Beobachtungen lassen eine Parallelisierung der MIII- und Hueyatlaco-Moränen zu.

An der Malinche wurden sie vor ca. 10000 bis 9000 Jahren B.P. gebildet (s. o.). Für die Hueyatlaco-Moränen der Sierra Nevada darf angenommen werden, daß sie gleichalt sind, denn die übereinstimmenden morphologischen Befunde mit den Malinche-MIII-Moränen, sowie ihre gleiche stratigraphische Lage hinsichtlich der anderen glazialen Bildungen (MII- und MIV-Moränen) gestatten keine andere Korrelierung und damit auch keine andere zeitliche Stellung.

Die Datierung früherer Autoren für die MIII-Moränen am Westhang der Iztaccíhuatl muß revidiert werden. DE TERRA et al. (1949) stellen die Xopaná-Moränen (Tab. 1), die zum Teil den MIII-(= Hueyatlaco-)Moränen entsprechen, ins Wisconsin II (Tazewell-Cary). WHITE (1962a + b) glaubt an eine Bildung im Pinedale-Stadium, und zwar im 'Classical Wisconsin' (vgl. Tab. 3). Die Ausführungen haben ergeben, daß die Moränen jünger sind.

An der Malinche befindet sich über den MIII-Moränen der fossile Boden fBo3. Die ^{14}C -Altersbestimmungen ergaben Werte zwischen 5750 ± 280 und 8210 ± 300 Jahre B.P. Die Bodenbildung erfolgte ab ca. 8500 Jahre B.P. und gibt damit ein Minimumalter für die liegenden MIII-Moränen an. Am Osthang der Malinche werden die MII- und auch die MIII-Moränen von mehreren Lagen aus vulkanischen Brekzien bedeckt, die Holzkohlenreste enthalten, deren ^{14}C -Alter im Liegenden 7690 ± 100 und im Hangenden 7405 ± 145 Jahre B.P. beträgt. Die Datierungen belegen die bereits erörterte Altersbestimmung der MIII-Moränen, denn diese sind unter den vulkanischen Brekzien relativ schwach verwittert und scheinen verhältnismäßig kurz nach ihrer Ablagerung von den vulkanischen Brekzien verschüttet worden zu sein (vgl. Abb. 11).

Die Parallelisierung des fBo3-Bodens der Malinche mit einem fossilen Boden der Sierra Nevada ist nicht gesichert. Aus der ^{14}C -Analyse der in dem P2-Bims gefundenen Holzkohle auf 4805 ± 60 Jahre B.P. ergibt sich eine mögliche Korrelierung mit dem fossilen Boden, der auf dem Hueyatlaco-Moränenschutt entwickelt ist.

Die MIV-Moränen der Malinche deuten auf eine relativ geringe Hangvergletscherung des Vulkans an seinen Nord- und Nordwestseiten hin. Kleine Moränenhügel wurden gebildet. Sie haben große Ähnlichkeit mit den Milpulco-Moränen der Sierra Nevada, die in gleicher Höhenlage, nämlich im Bereich der oberen Waldgrenze, auftreten. An den hohen Vulkanen konnten

sich jedoch infolge größerer Nährgebiete kleine Talgletscherzungen ausbilden, die bis in Höhen um 3630 m NN hinabreichen. An der Malinche gibt es keine Anhaltspunkte für die genaue zeitliche Stellung der MIV-Moränen. Sie sind jünger als der fBo3-Boden. Über das minimale Alter der MIV-Moränen, die den Milpulco-Moränen gleichzusetzen sind, geben die Deckschichten der Milpulco-Moränen Auskunft. Sie werden von dem P1-Bims überlagert, der aufgrund archäologischer Beobachtungen jünger als 2000 Jahre sein muß und der ein ^{14}C -Alter von 965 ± 60 Jahre B.P. besitzt. Demnach kommt für die Bildung der MIV-Moränen die Zeitspanne zwischen rund 1000 und 4800 Jahre B.P. in Frage; der P2-Bims unter den Milpulco-Moränen wurde auf ca. 4800 Jahre B.P. datiert. Da die MIV-Moränen kaum verwittert sind, wird angenommen, daß sie nicht allzu lange vor der P1-Bimsförderung abgelagert wurden. Die MIV-Vergletscherung fällt somit in die Neoglaciation, für die RICHMOND (1965) den Zeitraum von 4000 bis 1000 Jahre B.P. annimmt. Die MIV-Moränen sind aufgrund der Auswertung der Geländebefunde vor schätzungsweise 2000 Jahren B.P. gebildet worden.

Das Alter der MIV-(= Milpulco-)Moränen ist demnach jünger, als DE TERRA et al. (1949) für die mit den Milpulco-Moränen möglicherweise zu parallelisierenden El Circo-Moränen auf der Westseite der Iztaccíhuatl in 3800 bis 3900 m NN annehmen; sie sollen ein Alter von ca. 10000-11000 Jahre B.P. (= Wisconsin IV = Cochrane nach DE TERRA et al. 1949) haben. Auch die Datierung der MIV-Moränen von WHITE (1962a + b) in das späte Wisconsin (= Temple-Lake-Stadium nach WHITE) ist nur bedingt richtig, denn die MIV-Moränen gehören nicht dem ausgehenden Wisconsin an, wohl aber sind sie in etwa zeitgleich mit dem Temple-Lake-Stadium der Rocky Mountains (vgl. RICHMOND 1965; Tab. 6). TICHY (1968) glaubt an ein letzteiszeitliches Alter der MIV-Moränen der Malinche.

Die Ayoloco-Moränen der Sierra Nevada, die mit ihren verschiedenen Rückzugsmoränen seit rund 180 Jahren gebildet worden sind (s. o.), haben keine entsprechenden glazialen Ablagerungen an dem nur 4461 m hohen Malinche-Vulkan. Zur Zeit der Ayoloco-Moränenbildung war die Malinche eisfrei.

3.3. SPUREN EINER FRÜHEREN VERGLETSCHERUNG AM COFRE DE PEROTE UND CITLALTEPETL (PICO DE ORIZABA)

3.3.1. *Der Cofre de Perote*

Der 4282 m hohe Cofre de Perote liegt am Abfall des Hochlandes zur Küstenebene von Veracruz (Abb. 1). Er wird vorwiegend aus andesitischen Gesteinen gebildet; an seinen Flanken befinden sich drei große Basaltlavaströme (YARZA 1971). Der Gipfel erhebt sich über die obere Waldgrenze und trägt im Winter nach Niederschlägen mitunter eine kurzlebige Schneekappe. JAEGER (1926a) ist der erste, der Gletscherspuren an dem Berg beobachtet hat. Er spricht von einer von Karen zerfressenen Kuppe (Bild 33). Neben den Karen bezeugen einige kleine Moränenbildungen auf der Nordseite die Existenz ehemaliger Kargletscher. Eine Datierung der Glazialspuren ist aber nicht möglich, da es sich nur um kleine Moränen handelt, die zudem nicht von stratigraphisch einzuordnenden vulkanischen Lockersedimenten unter- und/oder überlagert werden. Aufgrund der Höhenlage und Ausbildung der Formen wird vermutet, daß perennierende Schneefelder und Kargletscher geringen Ausmaßes zumindest noch während der MIII-Vergletscherung der Malinche vorhanden waren. Diese Annahme wird durch LORENZO (1969a) Untersuchungen über die rezenten und fossilen Periglazialerscheinungen der höchsten mexikanischen Berge unterstützt, denn aufgrund seiner Ergebnisse schließt LORENZO auf eine frühere Vergletscherung des Cofre de Perote.

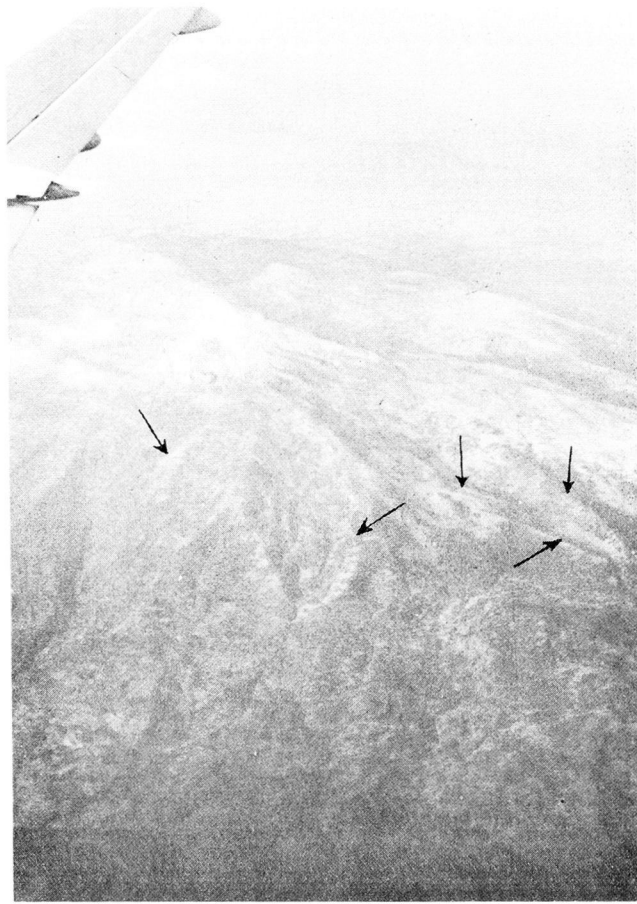


Bild 33: Luftaufnahme des Cofre de Perote von Norden. Rechts unterhalb der Tragfläche befindet sich der von Karen zerfressene Gipfel. Ob die beiden bogenförmigen Wälle unterhalb des Gipfels sowie einige langgestreckte Rücken (Pfeile) als Moränen gedeutet werden müssen, konnte nicht in Erfahrung gebracht werden. Einige kleinere, im Bild nicht erkennbare Wälle sind als Moränen identifiziert worden.

Foto 33: Foto aérea desde el Norte al Cofre de Perote. A la derecha, abajo del ala del avión, vista de la cima corroida por circos. No se pudo investigar si las paredes debajo de la cima, así como las lomas alargadas (véase flechas) podrían ser morrenas. Algunas lomas más pequeñas (que no aparecen en la foto) se identificaron como morrenas.

3.3.2. Der Pico de Orizaba: Geologisch-geomorphologischer Überblick und rezente Vergletscherung

Der höchste Berg Mexikos, der Citlaltépetl oder Pico de Orizaba, erhebt sich ebenfalls unmittelbar am Abfall der Cordillera Neovolcánica zum Küstentiefland bis zu einer Höhe von 5675 m NN¹³. Eine große Anzahl kleinerer Vulkanbauten befindet sich an seinen Flanken und in der näheren Umgebung. Im Süden des jungen Kraterkegels erhebt sich die Sierra Negra, der erodierte Rest des alten gewaltigen mio-pliozänen Vulkanmassivs. Der Citlaltépetl wird aus

¹³ Die Höhenangaben für den Pico de Orizaba beruhen auf verschiedenen Bestimmungen und unterscheiden sich daher zum Teil erheblich voneinander.

Augit- und Hornblende-reichen Phänoandesiten aufgebaut, die auch Hypersthen führen können; an manchen Stellen ist schwarzer Obsidian zu beobachten (YARZA 1971). Aufgrund chemischer Analysen spricht WEYL von Daciten, Leuko-Quarz-Latit-Andesiten und Leuko-Quarz-Andesiten am Pico de Orizaba (frdl. schr. Mitt. Prof. Dr. R. WEYL, Januar 1974). Die vulkanische Tätigkeit der jüngeren geologischen Vergangenheit war vom Stromboli-Typus; gefördert wurden zähflüssige Laven, dazu Bomben, Sande und Aschen. Die letzten Ausbrüche ereigneten sich 1569, 1613 und 1687 (YARZA 1971). Auf der Südseite des Vulkans bildet der größte Lavastrom das sogenannte ‚Mal País‘ (schlechte Land). Der Krater des Pico de Orizaba ist oval und hat einen Durchmesser von 500 bzw. 400 m, die Tiefe beträgt 300 m.

Wohl wegen seiner großen Entfernung von Mexiko-Stadt (200 km Luftlinie) und der schwierigen Zugangswege ist der Citlaltépetl bisher nicht geologisch oder glazialmorphologisch erforscht worden (RATZEL 1878; CROOK ca. 1900; DANNENBERG 1907). Neben DANNENBERG bringen WAITZ (1910) und MOOSER (1956) die verlässlichsten Angaben zur Geologie des Pico de Orizaba.

Allein die rezenten Gletscher waren Gegenstand einer Untersuchung LORENZO (1964). Wie aus der Abbildung 14 und Bild 34 hervorgeht, befinden sich die rezenten Gletscher auf der Nord-, Nordwest-, West- und Nordostseite des Kraterkegels. Die vergletscherte Fläche beträgt insgesamt 9,5 Mill. m². Nach LORENZO ist das Gletschereis bis über 50 m dick. Am tiefsten reicht der Jamapa-Gletscher am Nordhang herab. Sein Gletscherende liegt in 4650 m NN. Das Gletschereis kann stellenweise große Mengen an eingefrorenen Gesteinsblöcken und scharfkantigem Schutt enthalten (Bild 35). Wenn das Eis den Schutt nach dem Abschmelzen freigibt, bleibt scharfkantiges Material zurück, das einem groben Periglazialschutt recht ähnlich sehen, jedoch anhand der gekritzten Geschiebe als Moränenmaterial identifiziert werden kann.

3.3.3. Spuren einer früheren Vergletscherung am Pico de Orizaba

Bisher liegen keine Mitteilungen über Gletscherspuren am Pico de Orizaba vor. CROOK (ca. 1900), DANNENBERG (1907) und WAITZ (1910) fanden keine Zeugen einer einst stärkeren Vergletscherung. JAEGER (1926a) erwähnt daher den Pico de Orizaba nur nebenbei in seiner Aufzählung der mexikanischen Vulkane mit Gletscherspuren; er beruft sich bei seinen Angaben auf WAITZ. Während SCOVELL (1893, zit. nach FRÜH) bereits die Gletscher am Westhang des Vulkans beschreibt, bezweifelt FRÜH (1898) sogar die Existenz rezenter Gletscher am Citlaltépetl. Auch KLEBELSBERG (1948) nennt für den Vulkan weder Gletscher noch Gletscherspuren, und in der Zusammenstellung über die heutige Vergletscherung der Nordhemisphäre (GEOGRAPHIC STUDY OF MOUNTAIN) findet man den Pico de Orizaba gletscherfrei. YARZA (1971) schreibt, daß der Vulkan immer schneebedeckt ist, daß er aber keine Zeugen einer älteren Vergletscherung aufzuweisen hat, da er noch in postglazialer Zeit tätig gewesen ist. LORENZO (1964) erwähnt keine älteren Gletscherspuren, doch teilte er mir mündlich mit, daß auch ihm Moränen an dem Vulkan aufgefallen seien.

Die Beobachtungen am West- und Nordwesthang des Citlaltépetl bestätigen die Vermutung, daß der Vulkan im Jungpleistozän und Holozän verschiedene Gletschervorstöße aufwies, die sich mit den Moränenstaffeln der Malinche und der Sierra Nevada vergleichen lassen. An den Hängen des Citlaltépetl reicht die Tiefenerosion der Barrancas oft nur bis zu einem kräftig entwickelten fossilen Boden, der mit dem fBo1-Boden des Gebietes von Puebla und der Malinche parallelisiert werden kann.



Bild 34: Das Bild zeigt den nördlichen Teil des Kraterkegels des Pico de Orizaba. Der Jamapa-Gletscher reicht bis 4 650 m herunter. Links unterhalb des Gletschers sind im Bereich der Schneebedeckung die Reste des von der Erosion zerschnittenen MV-Moränenwalles zu erkennen.

Foto 34: Foto del cono del Pico de Orizaba. El glaciar Jamapa baja hasta 4650 mts. s. n. m. A la izquierda, a la continuación del glaciar, en la zona nevada, se pueden reconocer los restos de una loma de morrena, cortada por la erosión.

Am unteren Westhang zeigt ein längeres Profil zwischen den Orten Santa Rita und Tlachichuca in 2850 m NN, daß hier Moränenmaterial unmittelbar über dem fossilen Boden fBo1 zu liegen kommt. Die Moränen sind nur lokal ausgebildet. Hier existierte früher ein Talgletscher, der wahrscheinlich auch noch wesentlich weiter hangabwärts gereicht hat. Hinsichtlich ihrer stratigraphischen Lage, nämlich unmittelbar über dem fBo1-Boden, und ihrer absoluten Höhenlage stimmen die glazialen Ablagerungen mit den MII-Moränen überein.

Am Nordhang einer großen Talung oberhalb des Ortes Tlachichuca, die von einer Mure ausgefüllt ist, befindet sich ein Aufschluß, in dem über dem fossilen Boden fBo1 verschiedene Bimstuff- und „Toba“-Ablagerungen zu sehen sind, die von Moränen überlagert werden. Hier trifft man die Moränen in etwa 2950 m NN an; sie können dem MIII-Stadium zugeordnet werden, da sie folgende Merkmale mit den beschriebenen MIII-Moränen gemeinsam haben: Sie liegen nicht auf dem fBo1-Boden unmittelbar auf – wie die zuvor genannte Moräne –, sie lassen sich nur bis zur Höhe von rund 2950 m NN hinab auffinden, und sie treten als Moränenwälle morphologisch klar hervor. Das Tal mit diesen Moränen hat seinen Ursprung in einem breiten Kar in der Gipfelregion des Citlaltépetl, in das heute der Westgletscher (Glaciar occidental der Abb. 14) hineinfließt. Zu beiden Seiten des Tales wurden bis in 3600 m NN an den Hängen keine glazialen Ablagerungen beobachtet; hier bilden vulkanische Lockersedimente und teilweise auch noch „Toba“-Ablagerungen die obersten Schichten.

Am Nordwesthang des Vulkans oberhalb der Ortschaft Villa Hidalgo reicht der Jamapa-Gletscher (Bild 34) mit seinen beiden Zungen bis 4650 m NN hinab. Talwärts schließt sich ein



Bild 35: Gletschereis des Jamapa-Gletschers am Pico de Orizaba in 4750 m Höhe. Das Gletschereis zeigt Bewegungsschlieren und — besonders im rechten Bildteil — große Mengen im Eis eingefrorener Gesteinsblöcke und scharfkantige Gesteinsbruchstücke. Auf dem Gletscher liegt an dieser Stelle eine etwa 50 cm mächtige Schuttdecke. Die Aufschlußhöhe beträgt rund 5,5 m. Vor dem Gletschereis befindet sich Büßerschnee.

Foto 35: Hielo glacial del glaciar de Jamapa a 4750 mts. en el Pico de Orizaba. El hielo glacial muestra pruebas de movimiento — principalmente a la derecha en la foto — y además grandes cantidades de rocas y piedras congeladas en el hielo. En este lugar hay sobre el glaciar una capa de detritus. La altura comprende 5.5 mts. Antes del hielo glacial se encuentra nieve penitente.

von Rundhöckern und Gletscherschliffen gekennzeichnetes Gebiet an (Bild 36). In etwa 4400 m NN befindet sich eine mächtige, vom unteren Rand bis zum oberen Kamm rund 100 m hohe Endmoräne aus kantigem Schutt, in dem vereinzelt auch Steine mit Kritzen und Striemung zu finden sind. Der Moränenkranz ist von den vom Jamapa-Gletscher kommenden Bächen zerschnitten worden. Er weist keine Bedeckung mit vulkanischen Aschen und Sanden auf. Seine frische Form, die Höhenlage und das Fehlen vulkanischer Auswurfmassen der bis zum Ende des 17. Jahrhunderts reichenden Eruptionen an der Oberfläche stimmen so gut mit den Befunden der MV-Moränen der Sierra Nevada überein, daß eine Parallelisierung vorgenommen werden kann. Rückzugsmoränenstaffeln wurden nicht gefunden. Vermutlich konnte sich das Moränenmaterial auf den steilen, glatt geschliffenen Felsen oberhalb des Hauptendmoränenwalles nicht halten.

Abgesehen vom Gebiet unterhalb des Gletschers III (Abb. 14) zeigen alle Täler, in die sich heute eine Gletscherzunge erstreckt, große Moränenwälle, die den MV-Moränen der Sierra Nevada entsprechen. Unterhalb des Gletschers III befindet sich die steile Rückwand des zuvor schon erwähnten, großen, eiszeitlichen Kares des Westhanges; an der schroff abfallenden Wand konnte das MV-Moränenmaterial nicht liegen bleiben. Der ehemalige Karboden ist mit mächtigen Schuttmassen bedeckt, die durch rezente Bachschluchten und kleine schmale Wälle gegliedert werden. Bei den zuletzt genannten Formen mag es sich um Moränenwälle handeln, die dem MV-Stadium angehören. Interessant ist auch die Feststellung – wie Luftbildauswertungen ergaben –, daß die heute unvergletscherten Südhänge des Krater-Kegels MV-Moränen zeigen, die jedoch wesentlich niedrigere Wälle aufweisen; sie treten zudem erst oberhalb der 5100-m-Isohypse, d. h. rund 700 m höher als die MV-Moränen auf der Nordseite, auf. Auch zeigen die Luftbilder sehr deutlich dort, wo das Gelände zwischen den rezenten Gletscherzungen und den MV-Moränen weniger steil ist, mehrere Staffeln von Rückzugsmoränen. Eine genaue Untersuchung der Rückzugsmoränen war im Gelände nicht mehr möglich, und das von geringer Qualität und dazu lückenhafte Luftbildmaterial erlaubt keine Kartierung dieser Moränen.

Das Jamapa-Tal setzt sich unterhalb der MV-Endmoräne als typisch glazial geformtes U-Tal fort. Ein zweites, kleineres U-Tal führt nach Westen; es beginnt erst unterhalb der Waldgrenze in 3900 m NN. Bei 3400 m NN wird es kilometerweit von einem 30 m hohen Seitenmoränenwall



Bild 36: Rundhöcker mit Gletscherschrammen am Pico de Orizaba unterhalb des Jamapa-Gletschers. In jüngster Zeit weicht die Gletscherzunge (im Hintergrund) zurück. Die Gletscherschrammen (im Vordergrund) entsprechen hinsichtlich ihrer Ausbildung genau den jungpleistozänen Gletscherschrammen (vgl. Bild 15).

Foto 36: Rocas aborregadas con estrías, en el Pico de Orizaba, abajo del glaciar de Jamapa. Recientemente la lengua del glaciar está retrocediendo (fondo de la foto). Las estrías (en el primer plano) corresponden respecto a su formación exactamente a las estrías glaciales del Pleistoceno Reciente (compárese Foto 15).

begleitet (Bild 37), der in 3200 m NN in einen großen Endmoränenkranz überleitet. Die Moräne zeigt überall die Bedeckung mit dunklen, sandigen vulkanischen Auswurfmassen. Zwischen diesen und dem Moränenschutt können bisweilen weitere Schichten vulkanischer Sedimente, wie beispielsweise Bimslapilli, auftreten. Eine Stratigraphie der vulkanischen Lockerprodukte des Pico de Orizaba ist bisher nicht erarbeitet worden. Die Tatsache allerdings, daß die langgestreckten Seiten- und Endmoränenwälle mit jungen, kaum verwitterten vulkanischen Aschen und Bimslagen bedeckt sind, dazu ihrer Form bzw. Größe nach, ebenso aber auch hinsichtlich der absoluten Höhenlage mit den MIII-Moränen der Sierra Nevada und der Malinche vergleichbar sind, spricht für eine Parallelisierung der MIII-Moränen mit diesen Moränenbildungen des Citlaltépetl. Von der Westseite des Vulkans wurden ebenfalls MIII-Moränen beschrieben. Beobachtungen mit dem Fernglas haben ergeben, daß an mehreren Stellen der Westhänge, sowie an der Ost- und Nordflanke langgestreckte wallartige Formen auftreten, die nach allen bisher gemachten Erfahrungen als MIII-Seiten- bzw. Mittel- und Endmoränen gedeutet werden müssen.



Bild 37: Auf dem Bild ist eine langgestreckte MIII-Seitenmoräne am Nordwesthang des Pico de Orizaba zu sehen (Pfeil). Ein glazial geformtes U-Tal befindet sich hinter dem Moränenwall; es verläuft von rechts nach links auf dem Bild.

Foto 37: La flecha señala una morrena M III lateral alargada situada en la falda Noroeste del Pico de Orizaba. Un valle glacial en forma de U se encuentra tras la loma de la morrena, que se presenta de derecha a izquierda en la foto.

In dem großen Tal, das von Nordwesten in das Gebirgsmassiv hineingreift, befinden sich bei etwa 2900 und 2700 m NN große Blockansammlungen, die durch ihre polierten Flächen sofort die Eiseinwirkung erkennen lassen und als Moränenstaffeln anzusehen sind. Unterhalb 2700 m NN ist das Tal nicht mehr durch Moränenschutt gekennzeichnet; größere Blöcke fehlen ganz, und an den Hängen des Tales treten vulkanische Sedimente hervor, die weiter oberhalb vom Schutt der Grund- und Seitenmoränen bedeckt sind. Petrographisch wie morphologisch erscheinen die Moränen in dem Tal als deutlich erkennbare Fremdkörper, da sie nur eine geringe Bedeckung mit vulkanischen und „Toba“-Sedimenten besitzen. Sie lassen die Ausdehnung der früheren Talvergletscherung erkennen. Ihre Datierung jedoch bereitet große Schwierigkeiten,

da keine geeigneten Aufschlüsse vorhanden sind. Ein Vergleich der Höhenlage, sowie der morphologischen Ausbildung der beiden durch Blockanhäufungen charakterisierten Endmoränenwälle mit den glazialen Formen an der Malinche und der Sierra Nevada spricht für eine Parallelisierung der bei 2900 m NN gelegenen Endmoräne mit dem ersten Vorstoß der MIII-Vergletscherung und der in 2700 m NN gelegenen Blöcke mit der MII-Vergletscherung. Sehr unwahrscheinlich ist, daß es sich in dem zuletzt genannten Fall um Ablagerungen handelt, die dem MI-Gletschervorstoß angehören, da im Gebiet des Pico de Orizaba im Jungpleistozän mächtige vulkanische Sedimente abgelagert wurden, die aber nicht auf dem genannten Moränenmaterial zu beobachten sind.

Im Bereich der oberen Waldgrenze bei 3900 m NN wurden am Nordwesthang des Citlaltépetl kleine, wallartige Formen angetroffen, die mit dünnen, jüngsten Aschenlagen bedeckt sind und die möglicherweise einer Hangvergletscherung während des MIV-Stadiums entsprechen. In den großen U-Tälern, die jedoch nicht in allen Abschnitten wegen des schwierigen Zugangs untersucht werden konnten, wurden keine Moränen des MIV-Stadiums angetroffen. Da diese Moränenbildungen auch am Popocatépetl, der im Gipfelbereich mit seinen jungen vulkanischen Sedimenten dem Citlaltépetl vergleichbar ist, morphologisch nur schwach hervortreten, wohl aber an den älteren Massiven der Iztaccíhuatl und Malinche, entstand der Plan, die MIV-Moränen an der Sierra Negra, einem 5000 m hohen Rest des jungtertiären Vulkanmassivs, zu suchen. Dort konnten am Westhang in 3900 m NN deutliche Moränenwälle entdeckt werden, die nach Ausmaß und Anordnung auf eine frühere Hangvergletscherung schließen lassen, die diejenige der Malinche zur Zeit der MIV-Moränenbildung an Größe übertrifft und auch weiter herabgereicht haben muß, da die Moränen bis 3850 m NN zu finden sind.

Die Untersuchungen im Bereich des Pico de Orizaba haben gezeigt, daß – im Gegensatz zu den bisherigen Ansichten – auch dieses Vulkanmassiv im Jungquartär verschiedene Gletschervorstöße aufwies, die sich mit den Vergletscherungen der Vulkane im Westen parallelisieren lassen und die wahrscheinlich auch zeitgleich mit diesen waren.

3.4. SPUREN EINER FRÜHEREN VERGLETSCHERUNG AM NEVADO DE TOLUCA (XINANTECATL)

3.4.1. Geologisch-geomorphologischer Überblick

Der 4558 m hohe Vulkan Xinantécatl liegt etwa 70 km westsüdwestlich der Stadt Mexiko; er überragt die Hochfläche, aus der er emporsteigt, um mehr als 2000 m. In seinem Gipfel befindet sich ein großer, gut erhaltener Kraterkessel mit zwei Lagunen in 4200 m NN. Nach GUENTHER (1972) dürfte der oberste Kegel jünger sein als die Hauptanlage der Iztaccíhuatl aber älter als der heutige Kegel des Popocatépetl. Mächtige Lavamassen, die zum Teil als Ströme ausgeflossen sein mögen, zum Teil aber auch als Gänge in den Tuffen steckengeblieben sind, wechseln mit gewaltigen Anhäufungen von Lockerprodukten, wie Aschen, Bimslapilli und Bomben. Es handelt sich also um einen Stratovulkan, der – wofür schon die ungeheure Gesteinsanhäufung spricht – in mehreren Phasen entstanden sein wird (GUENTHER 1972; YARZA 1971). Rote Trachyte und Andesite sind besonders charakteristisch für den Nevado de Toluca.

Das Vulkanmassiv, dem verschiedene parasitäre Krater an den Flanken aufgesetzt sind, zeigt in seinen Großformen eine gewisse Ähnlichkeit zur Malinche. Der zerklüftete Gipfelbereich erhebt sich bei beiden Vulkanen abrupt oberhalb der oberen Waldgrenze, in deren Bereich die allgemeine Hangneigung relativ gering ist. Unterhalb 4000 m NN werden die Hänge wieder etwas steiler. Flachere Neigungswinkel treten im allgemeinen erst an den Hängen unterhalb rund 3000 m NN auf.

3.4.2. Gletscherspuren am Nevado de Toluca

Am Nordhang des Nevado de Toluca fand WAITZ (1909) kleine Moränenwälle aus eckigen, nur mit spärlichen Schrammen versehenen Blöcken, die bis 4100 m NN hinabreichen. Im Innern des Kraterkessels fehlen Moränen, woraus WAITZ schließt, daß dort eine Vergletscherung durch vulkanische Tätigkeit oder zumindest höhere Temperaturen ausgeschlossen war. JAEGER (1926a) denkt an eine so junge Entstehung des Kraters, daß für die kleinen Moränen nur ein postglaziales Alter in Frage kommt, denn nach seinen Befunden an der Iztaccíhuatl erwartet JAEGER stärkere Spuren einer pleistozänen Vereisung am Nevado de Toluca. LORENZO (1969a) zählt den Xinantécatl zu den Vulkanen mit Zeugen einer früheren Vergletscherung, ohne jedoch im einzelnen Glazialbildungen zu nennen. Er berichtet von Periglazialerscheinungen, die vor ihm schon VILLALPANDO (1968) beschrieben hat.

Die eigenen Beobachtungen ergänzen das Bild. Die genannten Moränen am Nordhang oberhalb der rezenten Waldgrenze, die hier über 4000 m NN liegt, sind Bildungen, die mit den MIV-Moränen der Malinche bzw. der Iztaccíhuatl vergleichbar sind. Die 10-12 m hohen Moränenwälle bestehen aus einem scharfkantigen Schutt, der völlig unverwittert ist und der auch keine nennenswerte Bedeckung mit jüngeren vulkanischen Lockerprodukten zeigt (Bild 38).

Die bereits von JAEGER (1926a) geäußerte Vermutung einer stärkeren Vergletscherung des Nevado de Toluca wird durch die Ausbildung mächtiger Seiten- und Endmoränenwälle an der Nord- und Nordwestflanke des Vulkans bestätigt. An der Straße von Toluca nach Sultepec sind



Bild 38: Aufschluß im MIV- Moränenmaterial am Nevado de Toluca (Nordhang, 4150 m Höhe). Es handelt sich um einen aus scharfkantigen Bruchstücken bestehenden Schutt, dessen Blöcke nur vereinzelt Gletscherschrammen aufweisen. Die Aufschlußhöhe beträgt 4,5 m.

Foto 38: Perfil de la morrena MIV (material) del Nevado de Toluca (falda norte) a 4150 mts. de altura. Se trata de detritus consistente de material con facetas cortantes, cuyos bloques solamente muestran aisladamente estrías. El perfil mide 4.5 mts.



Bild 39: Die MIII-Moränen sind am Nordwesthang als langgestreckte Seitenmoränenwälle (Pfeil) ausgebildet. Die Straße quert die Moränenwälle in ca. 3 400 m Höhe.

Foto 39: Las morrenas M III (flecha) se han formado como lomas alargadas laterales. La carretera cruza las lomas en 3 400 mts. s. n. m. aproximadamente.

etwa 100 m nach der Abzweigung des Weges zum Krater in ca. 3400 m NN verschiedene Moränen angeschnitten (Bild 39). Zwei langgestreckte Seitenmoränen von 20–30 m Höhe befinden sich in einem breiten Tal, das vom Nevado de Toluca nach Norden verläuft. Die Moränen sind mit jüngeren vulkanischen Aschen- und Bimslagen bedeckt, die bei den zuvor erwähnten MIV-Moränen fehlen. Zahlreiche der großen gerundeten Blöcke tragen deutlich erkennbare Gletscherschliffe. Das Material der Moränen ist verhältnismäßig wenig verwittert. An der Westseite der Moränenwälle sind an einigen Stellen fluvioglaziale Schotter und Sande abgelagert; sie enthalten einen sehr hohen Anteil an vulkanischen Aschen und Bimssanden. Daher wird angenommen, daß zur Zeit der Sedimentation der fluvioglazialen Ablagerungen vulkanische Eruptionen stattgefunden haben. Aufgrund der Beobachtungen im Gelände; wie Form und Erhaltungszustand der Moränen, Verwitterung des Materials, Bedeckung mit jüngeren Ablagerungen, Gletscherschliffe und -schrammen, Höhenlage über NN etc., werden diese Moränen den MIII-Moränen zugeordnet.

Unweit der zuvor genannten Straße wurde in rund 3000 m NN ein stark verwitterter Schutt angetroffen, in dessen hangenden Partien der A_h -Horizont eines andosolartigen fossilen Bodens ausgebildet ist. Das Material wird von jüngeren vulkanischen Sanden und Aschen sowie Bimslagen bedeckt, die mit einem rezenten Andosol abschließen. Der Schutt bildet einen deutlich sichtbaren Wall in einem breiten Tal (Abb. 30). Den Geländebefunden nach handelt es sich hier um einen Endmoränenwall, der das Tal quert. Oberhalb des Endmoränenkranzes ist das frühere Zungenbecken des Gletschers mit einer ungeschichteten vulkanischen Andesitbrekzie ausgefüllt. Die nicht mehr ganz frische Form des Endmoränenwalles sowie die starke Verwitterung

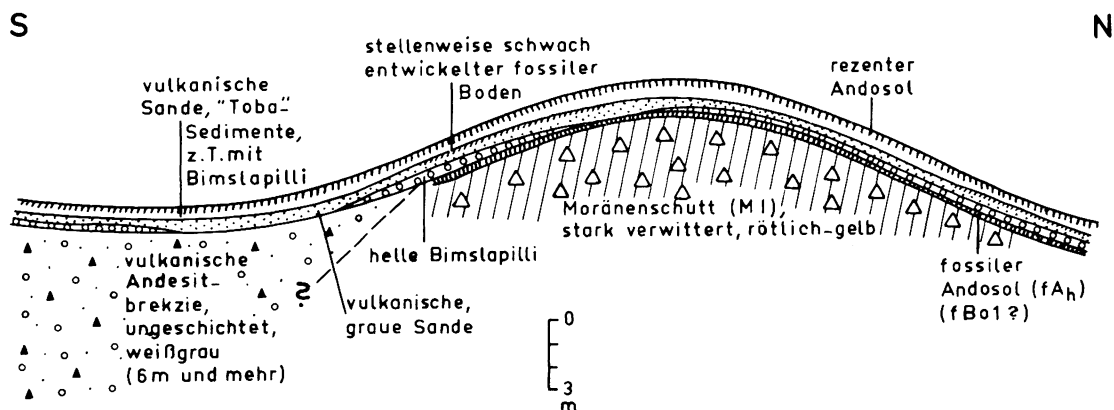


Abb. 30: MI-Endmoränen-Profil am Nordhang des Nevado de Toluca in 3 000 m Höhe.

Lámina No. 30: Perfil de una morrena terminal M I en la falda norte del Nevado de Toluca, a una altura de 3 000 mts.

des Materials mit dem abschließenden fossilen Andosolboden, der seiner Intensität nach nur mit dem fBo1-Boden zu vergleichen ist, stützen die Vermutung, daß hier eine Moräne des MI-Stadiums vorliegt.

An anderer Stelle konnte am Nordhang eine gleich stark verwitterte Moräne mit ähnlicher Bedeckung durch jüngere Sedimente in 3200 m NN beobachtet werden. Allerdings blieb die Suche nach gekritzten und mit Striemung versehenen Blöcken erfolglos; die Geschiebe sind so stark verwittert, daß eine Erhaltung früherer Schrammen und Schiffe nicht möglich ist.

Mit den beschriebenen Beobachtungen sind Beweise für eine früher wesentlich stärkere Vergletscherung des Nevado de Toluca erbracht, als man bisher vermuten konnte. Die Ausbildung der Moränen läßt verschiedene Gletschervorstöße erkennen, die sich in Form großer Talgletscher zumindest bis in Höhen um 3000 m NN erstreckt haben. Die frühere Vergletscherung des Xinantécatl unterscheidet sich demnach nicht von den Vergletscherungen der anderen hohen Vulkane in Mexiko. Von den fünf unterscheidbaren Gletschervorstößen wurden bisher drei wiedergefunden, die sich durch Morphologie, absolute Höhenlage, Verwitterung und Bedeckung mit vulkanischen Lockerprodukten voneinander unterscheiden.

Das MI-Stadium reichte auch hier am weitesten talwärts, jedoch – wie die punkthaften Beobachtungen ergaben – nicht so weit herab wie an den weiter östlich gelegenen Vulkanen. Das MII-Stadium wurde nicht nachgewiesen. Die Seitenmoränen des MIII-Stadiums sind am Nevado de Toluca – wie auch an den bisher besprochenen Vulkanen – als typische Wälle und deutlich erkennbar ausgebildet. Das MIV-Stadium ist – wie aufgrund der Höhe des Vulkans zu vermuten ist – durch kleine Moränenwälle vertreten, die eine Hangvergletscherung des nördlichen Gipfelbereichs zurückließ. Die MV-Moränen sind nicht mehr vorhanden, denn der Vulkan war infolge seiner geringen Höhe zur Zeit der MV-Gletschervorstöße eisfrei.

3.5. SPUREN EINER FRÜHEREN VERGLETSCHERUNG AM NEVADO DE COLIMA

Der Nevado de Colima (Abb. 1) ist ein erloschener, von der Erosion stark abgetragener Vulkan, der 4180 m NN erreicht und zur Gruppe der Vulkane von Colima gehört (Abb. 31). Bei den mexikanischen Alpinisten ist der Berg als das ‚Matterhorn der Armen‘ (Matterhorn de los pobres) bekannt. Über die Vulkane von Colima gibt es eine umfangreiche Literatur, denn der

im Süden des Nevado de Colima gelegene Volcán de Fuego ist bis in die Gegenwart hinein tätig gewesen (SEVERO DIAZ 1906; MOOSER 1961; REYES LAGOS 1961).

Der Nevado de Colima besteht in seinem unteren Teil aus groben, oft rötlichen Ablagerungen von Laharen und Aschen, die aus Pyroxen- und Hornblende-reichen Andesiten verschiedenster Ausbildung zusammengesetzt sind. Das Alter dieser Gesteine ist vermutlich quartärzeitlich

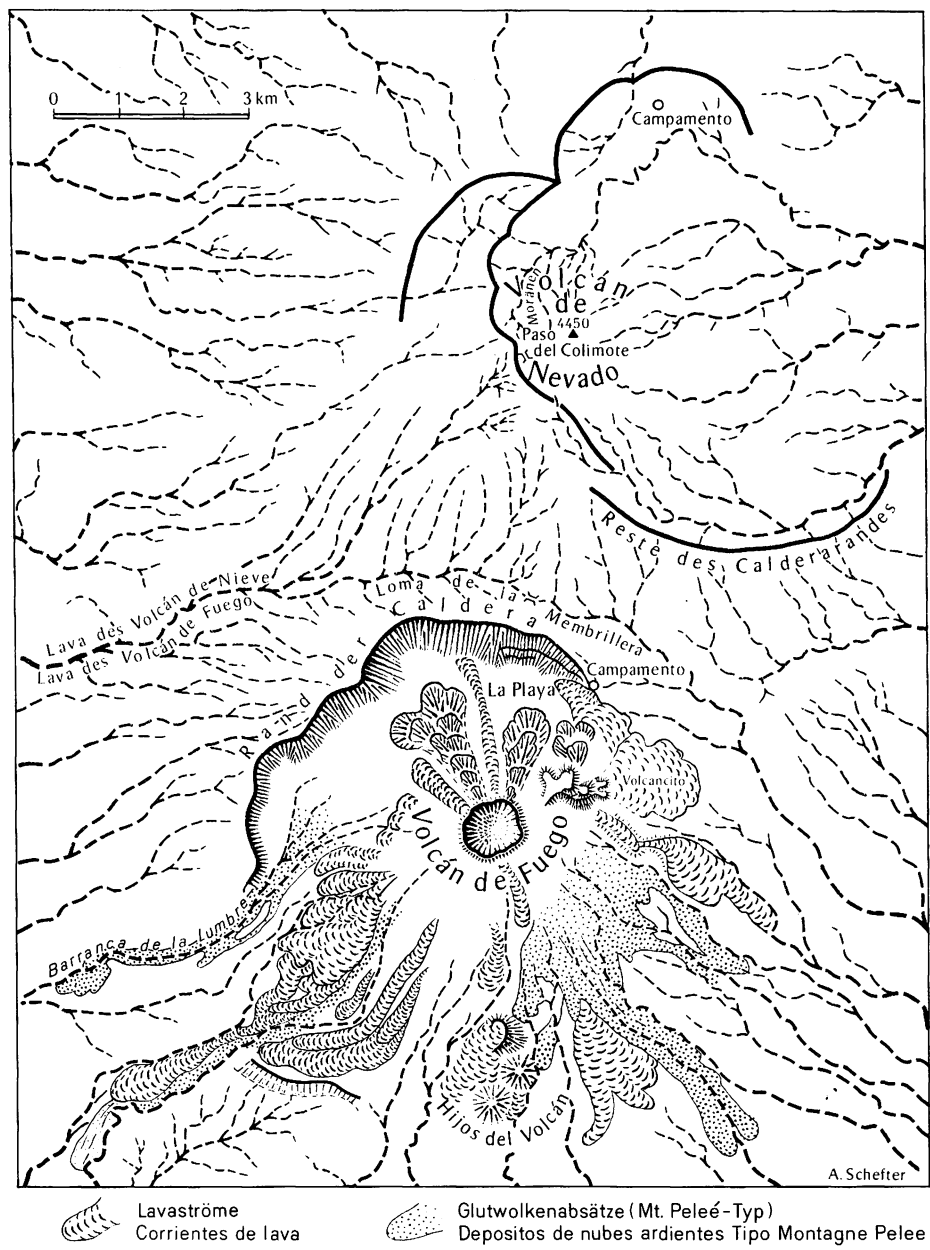


Abb. 31: Übersichtskarte der Vulkane von Colima (nach MOOSER 1961).
 Lámina No. 31: Mapa sinóptico de los volcanes de Colima, según MOOSER 1961.

(MOOSER 1961). Die unteren Hänge des Gebirgsmassivs werden von den mächtigen Aschen- und Bimsablagerungen bedeckt, die zum größten Teil dem Volcán de Fuego entstammen mögen. Die Reste von zwei gewaltigen Calderas (Abb. 31) umgeben das eigentliche Gipfelmassiv des Nevado de Colima. Auch hier stehen Pyroxen- und Hornblende-reiche Andesite an den steilen Wänden der ehemaligen, heute stark abgetragenen Calderawände an. Einige Lavaströme innerhalb der Calderas aus Hornblende- und Hypersthen-reichen Andesiten werden als jüngste Förderprodukte angesehen.

Am Nevado de Colima glaubt RIES (zit. nach JAEGER 1926a), Gletscherschliffe beobachtet zu haben. KIEBELSBERG (1949) hält es für ausgeschlossen, daß der Vulkan früher vergletschert gewesen war. MOOSER (1961) jedoch nennt wieder Gletscherspuren; in der Gegend des Paso de Colimote (Abb. 31 u. 32) soll nach ihm das Nährgebiet pleistozäner Gletscher gewesen sein; damals war die vulkanische Aktivität des Nevado bereits beendet, und der Vulkan wurde stark erodiert. LORENZO (1961) untersuchte den Berg genauer hinsichtlich der glazialgeologischen Phänomene (Abb. 32). Er fand Seiten- und Endmoränen, Gletscherschliffe, Kryolakkolithe und andere glaziale und periglaziale Spuren. Die größte Eisausdehnung reichte nach LORENZO (1961) auf der Nordseite bis 3495 m NN herab. Gletscherschliffe und Rundhöcker treten erst oberhalb 3750 m NN am anstehenden Gestein auf. Ein zweiter Gletschervorstoß hinterließ einen Endmoränenkranz, dessen unteres Ende bei 3670 m NN liegt.

Leider hatte ich nicht mehr die Gelegenheit, den Nevado de Colima glazialmorphologisch zu studieren, doch die Auswertung der Literatur und des photographischen Materials läßt erkennen, daß der Vulkan eine pleistozäne Vergletscherung trug. Die von LORENZO (1961) genannten Moränen gehören vermutlich beide dem MIII-Stadium an, denn sie sind als charakteristische Seitenmoränenwälle ausgebildet und befinden sich zudem in Höhenlagen zwischen rund 3500 und 3800 m NN. Hinsichtlich des Vergletscherungstyps hat LORENZO an eine \pm geschlossene Hangvergletscherung gedacht, was auch aus seinem glazialgeologischen Kärtchen (Abb. 32) hervorgeht; dem entsprechend deutete LORENZO die Geländebeobachtungen. Nach ihm existierten zwei Gletschervorstöße, von denen der ältere einen Moränenwall, der heute von dem Bach zerschnitten wird, bei rund 3500 m NN zurückließ; der zweite Vorstoß schließlich schuf den Moränenkranz, dessen tiefste Stelle bei 3670 m NN liegt. Die Tatsache jedoch, daß LORENZO die Seitenmoränen des ersten Gletschervorstoßes selbst nur für fragliche Moränenbildungen hält (vgl. Abb. 32) und zudem die Frage aufwirft, warum von ihm zwischen den Moränen in 3495 m NN und den Rundhöckern oberhalb 3750 m NN an den Hängen keine glazialen Spuren gefunden wurden, scheint die Vermutung zu bestätigen, daß der von LORENZO beschriebene Endmoränenwall in 3670 m NN nur die relativ geschlossene Vergletscherung des Gipfelmassivs umreißt, während die Endmoränen bei 3495 m NN das Ende eines zur gleichen Vergletscherung gehörenden längeren Talgletschers anzeigen. Diese Annahme würde mit den beobachteten Verhältnissen an den anderen Vulkanen übereinstimmen und gleichzeitig die fehlenden Gletscherschliffe an den Hängen unterhalb 3670 m NN erklären. LORENZO (1961) selbst konnte kaum zu dieser Ansicht kommen, denn er schenkte dem Taltiefsten weit weniger Beachtung als den mittleren Talhängen, da er – beeinflusst durch die Arbeiten von WHITE (1956 und 1962a in Manuskriptform) – nicht im Zusammenhang mit der früheren Vergletscherung an die Ausbildung großer Talgletscher glaubte. Die Ausbildung, Höhenlage, Verwitterung des Materials und andere Eigenschaften stimmen gut mit den Beobachtungen bei den MIII-Moränen der Malinche und der Sierra Nevada sowie des Pico de Orizaba und Nevado de Toluca überein. Daraus ergibt sich zwangsläufig eine Zuordnung der von LORENZO (1961) beschriebenen Moränen des Nevado de Colima zu den MIII-Moränen.

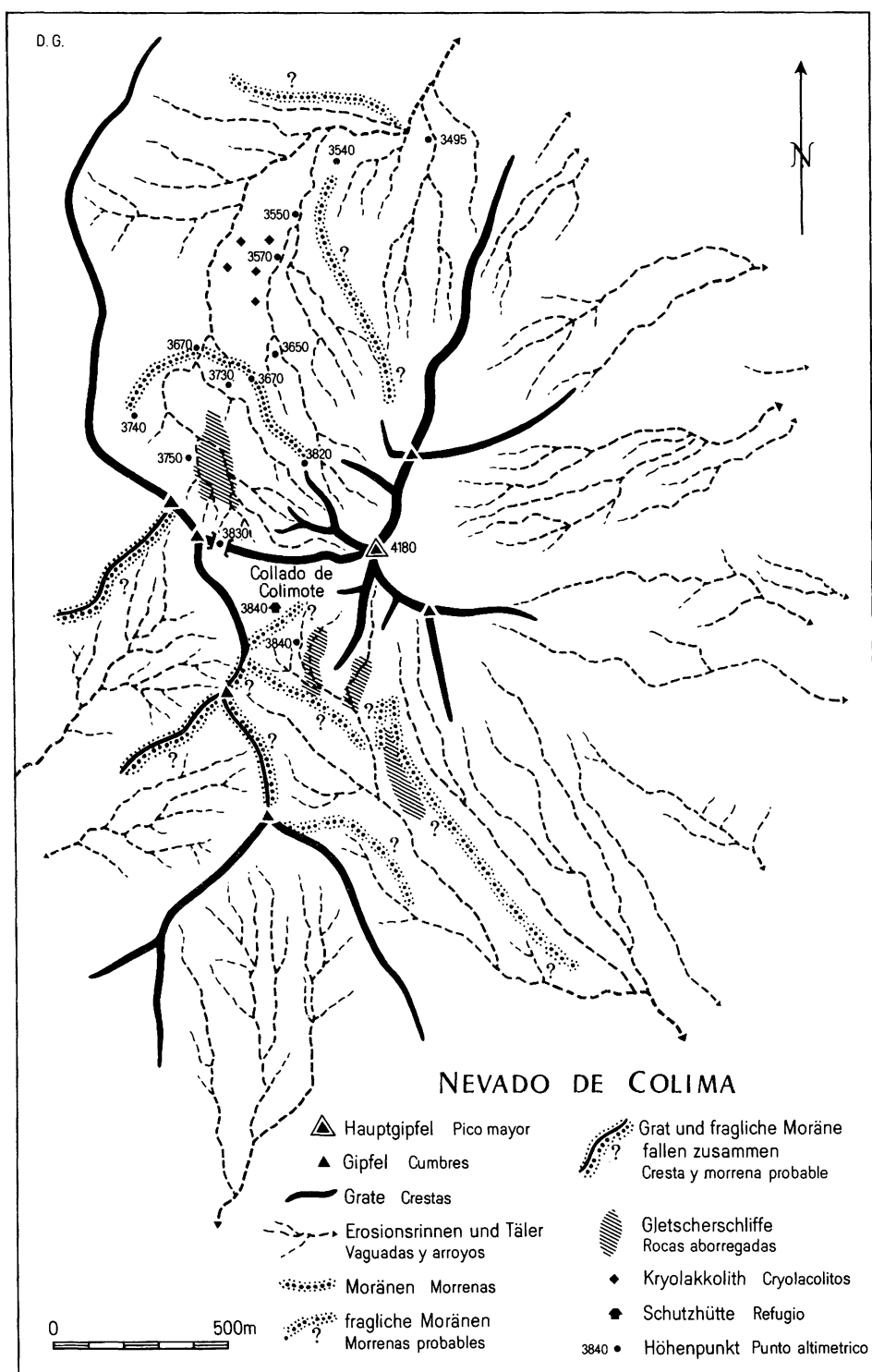


Abb. 32: Glazialmorphologische Karte des Nevado de Colima (nach LORENZO 1961).

Lámina No. 32: Mapa de la morfología glacial del Nevado de Colima (según LORENZO 1961).

Bei der Ausgestaltung des hornartigen Gipfels des Nevado de Colima scheint die Vergletscherung eine bedeutende Rolle gespielt zu haben; möglicherweise haben Kare dem Gipfel die charakteristische Form gegeben. LORENZO (1961) macht keine Bemerkung über Moränen, die sich oberhalb der Waldgrenze befinden, die aber aufgrund der regelmäßigen Ausbildung an den anderen mexikanischen Vulkanen auch am Nevado de Colima zu vermuten sind. Vielleicht haben sie dort infolge der steil nach Norden abfallenden Hänge – hier waren die Firnmulden der pleistozänen Gletscher – keine typischen Formen hinterlassen. Dennoch darf man annehmen, daß der Nord- und Nordwesthang des Nevado de Colima während der MIV-Vergletscherung im Holozän ebenfalls Dauerschneefelder trug; vielleicht konnte er auch als Folge der großen Entfernung vom Golf von Mexiko und der etwas geringeren Höhe von 4180 m NN im Vergleich zur Malinche, Iztaccíhuatl, Sierra Negra und zum Xinantécatl keine Hanggletscher mehr ausbilden, so daß glaziale Spuren, wie Moränenschutt aus der MIV-Vergletscherungszeit, nicht vorhanden sind.

Ob auch Zeugen der beiden ältesten Vergletscherungen (MI und MII) am Nevado de Colima vorhanden sind, läßt sich anhand der vorliegenden Beschreibungen nicht übersehen. Die Wahrscheinlichkeit, daß ältere und auch tiefer hinabreichende Gletscherspuren am Nevado de Colima gefunden werden können, ist – wie die Erfahrungen aus anderen Vulkangebieten gezeigt haben – sehr groß.

4. ZUSAMMENFASSENDE ÜBERSICHT ÜBER DIE JUNGPLEISTOZÄNE UND HOLOZÄNE VERGLETSCHERUNG DER CORDILLERA NEOVOLCANICA

Alle mexikanischen Vulkane, die eine Höhe über 4000 m NN erreichen, weisen die Spuren einer früheren Vergletscherung bzw. mehrerer Vergletscherungen auf. In die Untersuchung wurden nur die Vulkane der Cordillera Neovolcánica einbezogen (Abb. 1). Nicht erwähnt wurden die kleinen Moränenbildungen am Tláloc (4160 m) und Telapón (4200) der nördlichen Sierra Nevada. Die Moränen lassen sich jedoch nicht zeitlich einordnen und sind daher von geringer Aussagekraft. Nicht ganz 4000 m hoch erhebt sich der Ajusco-Vulkan (3952 m) am Südrand des Beckens von Mexico; auch er hat sicherlich im Pleistozän eine Vergletscherung gehabt, wie die Beobachtungen von Gletscherschliffen durch F. WEITZBERG (zit. nach JAEGER 1926a) an dem genannten Vulkan bestätigen. Darüber hinaus muß auch damit gerechnet werden, daß weitere mexikanische Vulkane und andere hohe Berge eine pleistozäne Vergletscherung trugen.

So teilte LORENZO mir mündlich mit, daß er Moränen im Bereich der höchsten Erhebungen der Sierra Madre Occidental südlich von Durango gesehen habe. Auch der Cerro Peña Nevada (4056 m) soll nach LORENZO vergletschert gewesen sein. Allerdings liegen aus beiden genannten Gebirgen keine genaueren Beobachtungen zu diesem Fragenkreis vor. Ob der Vulkan Tacaná (4064 m) an der Grenze zwischen Chiapas und Guatemala ebenfalls im Pleistozän Gletscher aufwies, ist unbekannt. Am benachbarten Tajumulco fand HASTENRATH (1963a, 1968a) keine fossilen Glazial- oder Periglazialformen, obgleich der Vulkan 4210 m hoch ist. HASTENRATH schließt daraus, daß die Ursache hierfür in dem jungen, holozänen Alter der Vulkanbauten zu suchen ist. SAPPER (1894) erwähnte jedoch einen kleinen, grobkörnigen Schneerest im Kraterboden des Tajumulco. Vielleicht sind auch hier – wie am Popocatepetl und Pico de Orizaba – die Spuren einer holozänen (und pleistozänen?) Hangvergletscherung unter jüngeren Auswurfmassen begraben worden.¹⁴

Die nachfolgende Zusammenschau soll noch einmal stark schematisiert die wichtigsten Ergebnisse der Parallelisierung der jungquartären Gletscherspuren an den einzelnen mexikanischen Vulkanen herausstellen (Abb. 33). Es zeigt sich, daß sich alle aufgefundenen Moränen den fünf verschiedenen Gletschervorstößen zuordnen lassen, die aufgrund der eingehenden Untersuchungen an dem Malinche-Vulkan und der Sierra Nevada in Raum und Zeit unterschieden werden können.

¹⁴ In den Altos de Cuchumatanes von Guatemala fand HASTENRATH (frdl. schr. Mitt.) Spuren einer pleistozänen Vereisung. Nordwestlich der Llanos de San Miguel liegen in 3470-3600 m Höhe vier Stirn- bzw. Seitenmoränen. Aus seinen Beobachtungen schließt HASTENRATH darauf, daß die dazugehörige Gleichgewichtslinie des Eismassenhaushalts um 3650 m Höhe gelegen haben dürfte. Diese Höhenlage und die räumliche Abfolge der Moränen passen gut zu denen mit benachbarten Gebirgsgegenden der mesoamerikanischen Landbrücke. Ob es sich um glaziale Formen handelt, die mit den beschriebenen MIII-Moränen Mexikos vergleichbar sind, läßt sich nicht sicher entscheiden. (Herrn Prof. Dr. S. HASTENRATH möchte ich auch an dieser Stelle nochmals für die Einsichtnahme in zwei unveröffentlichte Manuskripte danken).

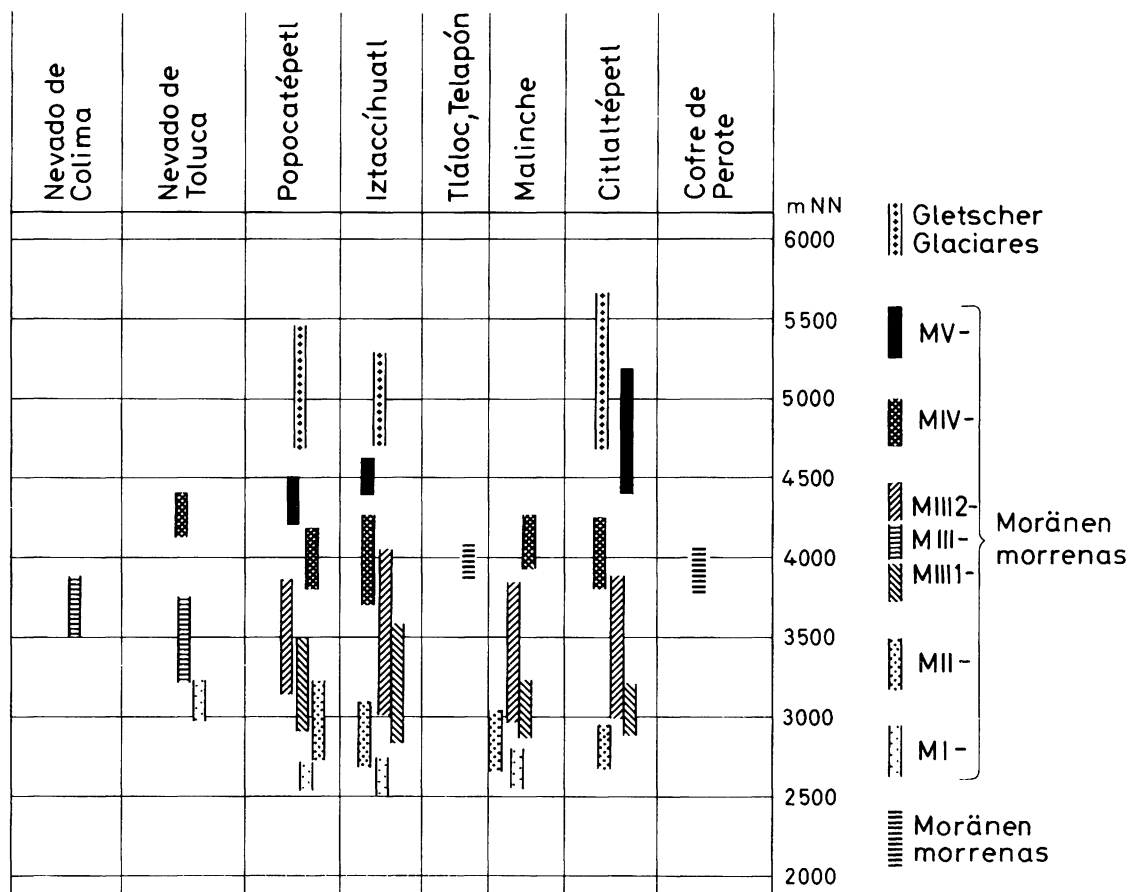


Abb. 33: Schematische Darstellung der Höhenlage der einzelnen Moränengruppen an den hohen Vulkanen Mexikos.

Lámina No. 33: Representación esquemática de las alturas de los grupos individuales de morrenas en los altos volcanes de México.

In der graphischen Darstellung der Abbildung 33 ist die Höhenlage der einzelnen Moränengruppen an den verschiedenen Vulkanen dargestellt. Die älteste Vergletscherung (= MI), die am Nevado de Toluca, der Sierra Nevada und der Malinche durch verschiedene Spuren belegt ist, scheint in Form langer Talgletscher bis fast 2500 m NN hinunterzureichen. In allen Fällen ist das Moränenmaterial stark verwittert und wird von einem intensiv ausgeprägten fossilen Boden überlagert (vgl. Abb. 34). Am Nevado de Toluca reicht die MI-Vergletscherung sehr wahrscheinlich nicht so tief hinunter wie an den weiter im Westen gelegenen Vulkanen.

Die MII-Talgletscher gelangten im Bereich der Sierra Nevada, der Malinche und des Pico de Orizaba fast immer bis zur Höhe von rund 2750 m NN; unter besonders günstigen Bedingungen konnten die MII-Gletscher auch noch tiefer hinabfließen. Der Vorstoß muß zeitlich auf einige Jahrhunderte beschränkt gewesen sein, was auch aus der relativ geringen Höhe der Moränenwälle an allen Vulkanen hervorgehen mag. Verschiedene Gletscherschwankungen während der MII-Vergletscherung mögen durch einige dicht beieinander liegende MII-Moränenwälle in der Sierra Nevada angezeigt werden. Stratigraphisch befinden sich die MII-Moränen-

ablagerungen stets über dem fBo1-Boden, bzw. über einem mit dem fBo1-Boden zu paralleli-
sierenden fossilen Boden, so zum Beispiel am Pico de Orizaba. Am Nevado de Toluca und
Nevado de Colima sind bisher keine Zeugen der MII-Vergletscherung aufgefunden worden,
doch mag das an der nur punkthaften Bearbeitung dieser Gebiete liegen.

Die zwei Vorstöße der MIII-Vergletscherung schufen an allen Vulkanen die größten Moränen-
wälle. Sie sind stets gut zu erkennen. Sie liegen im Bereich der großen Talungen und Erosions-

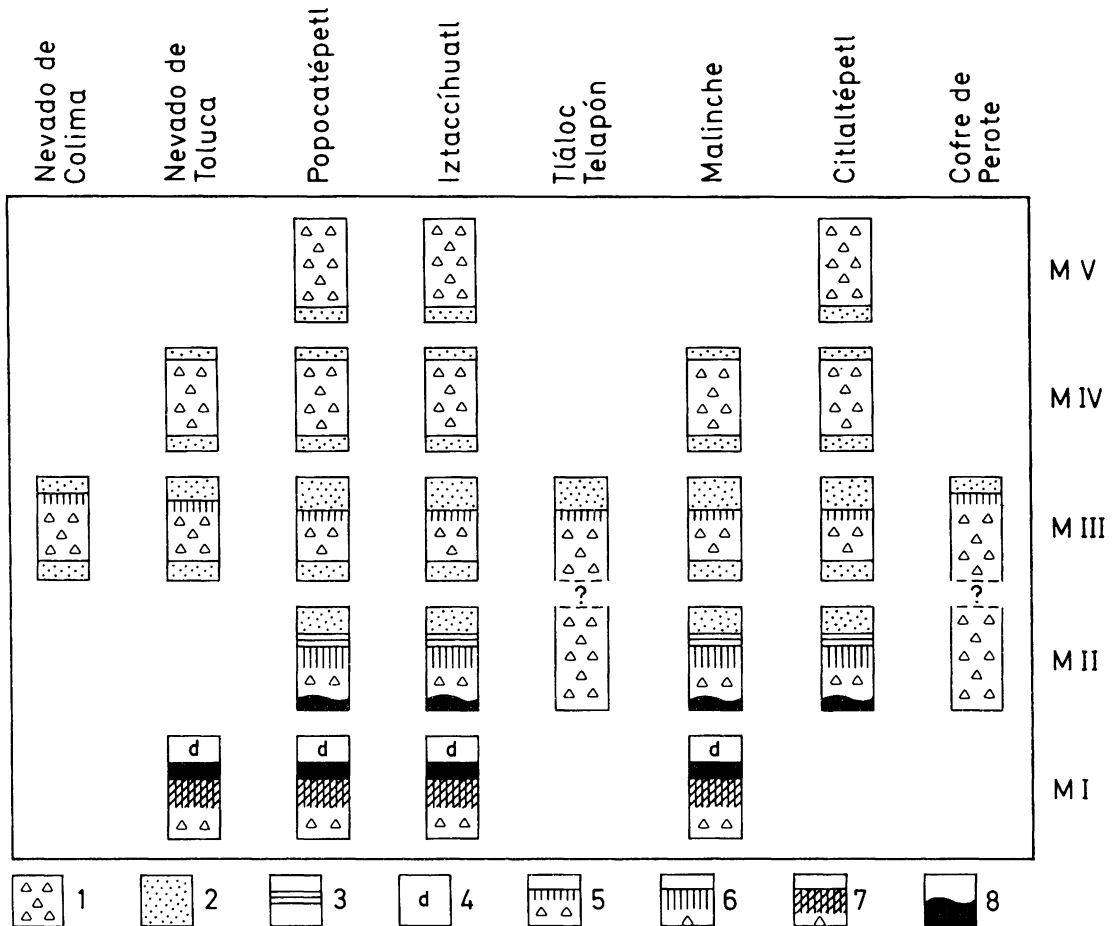


Abb. 34: Schematische Darstellung der stratigraphischen Lage der verschiedenen Moränengruppen an den hohen Vulkanen Mexikos. Es bedeuten:

Lámina No. 34: Representación esquemática de la situación estratigráfica de los diferentes grupos de morrenas de los altos volcanes de México. Significa:

- 1 = Moräne
- 2 = Tephra
- 3 = Tephra, „Toba“-Sedimente und fossile Böden
- 4 = verschiedene, oft recht mächtige Abfolgen aus Tephra, „Toba“-Sedimenten und fossilen Böden
- 5 = schwach verwittertes Moränenmaterial
- 6 = verwittertes Moränenmaterial
- 7 = stark verwittertes Moränenmaterial
- 8 = intensiv ausgeprägter fossiler Boden (fBo1) mit Erosionsdiskordanz

- Morrena
- Tefra
- Tefra, toba y suelos fósiles
- Diversas secuencias de tefra, toba y suelos fósiles con un espesor grande
- Morrena, poco meteorizada,
- Morrena, meteorizada
- Morrena, con meteorización intensa
- Suelo fósil, desarrollado bien (fBo1) con discordancia de erosión

gebiete zwischen rund 3000 und 4000 m NN; der erste Vorstoß reichte tiefer hinab und zwar bis ca. 2900 m NN an dem Pico de Orizaba, der Malinche und der Sierra Nevada. Am Nevado de Toluca und Nevado de Colima konnten die MIII-Moränen bisher nicht in zwei verschiedenen Staffeln ausgegliedert werden. Die MIII-Moränen sind gegenüber den MII-Moränen wesentlich weniger verwittert, tragen nur eine geringe, einige Meter mächtige Bedeckung mit jüngeren vulkanischen Lockerprodukten und weisen häufig Gletscherschrammen und -schliffe an den großen Blöcken auf.

Die MIV-Moränen befinden sich in Höhenlagen um 4000 bis 4200 m NN. Nur wenn das Nährgebiet der MIV-Gletscher groß genug war—wie beispielsweise an der Iztaccíhuatl—, konnten sich dünne Talgletscherzungen bilden, die in die alten Trogtäler strömten und dort kleine Moränenkränze von wenigen Metern Höhe zurückließen. Die stratigraphische Lage der MIV-Moränen wird durch eine Bedeckung mit jungen vulkanischen Aschen und Lapilli charakterisiert. Das Moränenmaterial ist fast unverwittert. Am Nevado de Colima, dem Cofre de Perote, Tláloc und Telapón wurden die MIV-Moränen nicht mehr ausgebildet, da diese Vulkane während der MIV-Vergletscherung keine Eiskappe auf den Nordhängen mehr aufwiesen.

Die Moränen der MV-Vergletscherung sind nur an den drei höchsten, auch heute noch vergletscherten Vulkanen anzutreffen. Sie befinden sich im allgemeinen oberhalb 4400 m NN und zeigen eine starke Expositionsabhängigkeit, die auch schon bei den MIV-Moränen ausgebildet war. Es handelt sich um bis zu 100 m hohe Schuttwälle mit frischen Formen. Das Moränenmaterial ist nicht verwittert; es zeigt keine Auflage jüngster vulkanischer Lockerprodukte. Bis zu vier Rückzugsmoränenstaffeln befinden sich zwischen den Hauptendmoränen der MV-Vergletscherung und den rezenten Gletscherenden.

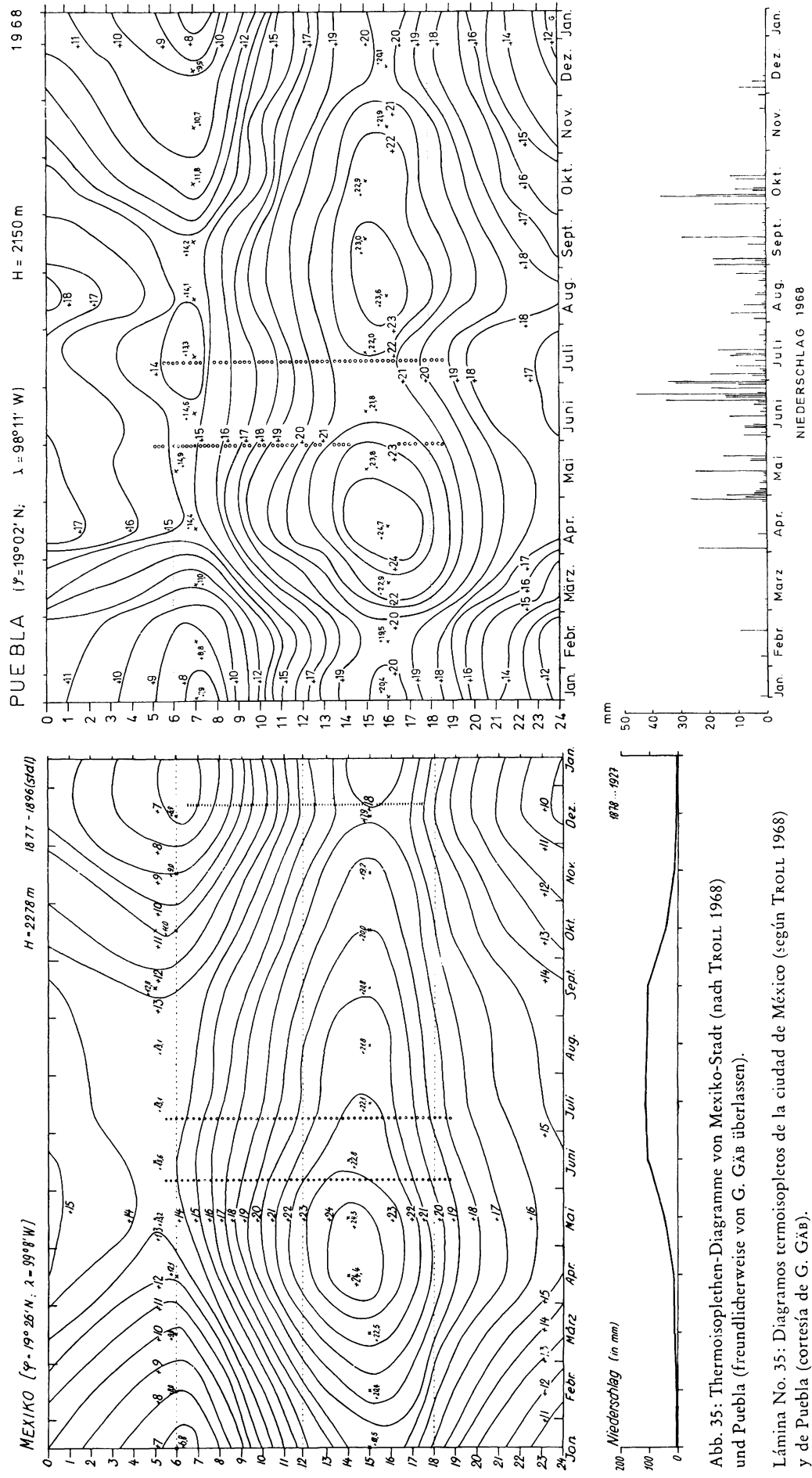
Aufgrund der guten Übereinstimmung der Glazialerscheinungen der verschiedenen Vulkane mit den einzelnen Vergletscherungsspuren, die für die Malinche und die Sierra Nevada datiert werden können, wird auch ein gleiches Alter der Bildungen der jeweiligen Moränengruppe an den anderen Vulkanen angenommen. Daraus ergeben sich folgende Altersangaben für die Moränen, bzw. Vergletscherungen der Vulkane der Cordillera Neovolcánica Mexikos: MI = älter als 32000 Jahre B.P., jünger als 38000 Jahre B.P., MII = ca. 12100 Jahre B.P., MIII 1 + 2 = zwischen ca. 10000 und 9000 Jahre B.P., MIV = ca. 2000 Jahre B.P., MV = 180 bis 25 Jahre vor heute (einschließlich der Rückzugsmoränen).

5. DAS KLIMA DES JUNGPLEISTOZÄNS UND HOLOZÄNS DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES. VERSUCH EINER PALÄOKLIMATISCHEN AUSDEUTUNG DER VERGLETSCHERUNGSSPUREN.

5.1. VORBEMERKUNGEN

Für den mexikanischen Raum liegt eine umfangreiche Literatur über meteorologische und klimageographische Untersuchungen vor (vgl. dazu: FLOHN 1971; GALINDO 1962; GARCÍA 1968; HASTENRATH 1963 a, 1968 a, b, c; JÁUREGUI 1968, 1973; SOTO MORA et al. 1965; GIERLOFF-EMDEN 1969; KLAUS 1971; LAUER 1973; LAUER et al. 1973 a + b; MUSINO 1962; WALLEN 1955). Es erübrigt sich daher an dieser Stelle, die rezenten Klimaverhältnisse ausführlich darzulegen.

Über das gegenwärtige Klima informieren am besten Thermodiagramme (Abb. 35) von Mexiko-Stadt und Puebla. Es handelt sich um ein tropisches Hochlandklima mit einer deutlich ausgeprägten Regen- und Trockenzeit. Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen sind gering. Die Durchschnittstemperatur des kältesten Monats (Dezember) beträgt in Mexiko-Stadt 11,8° C. Die mexikanischen Vulkane haben keine Höhenstufe unterhalb der Schneegrenze, die eine winterliche Schneedecke trägt. Allerdings tritt regelmäßig eine Schneedecke während der feuchteren und bewölkungsreicheren Sommermonate auf, die sich bis in den frühen Winter hinein erhalten kann. Während der trockenen Wintermonate wird der Schnee und auch das Gletschereis infolge starker Evaporation und Ablation – bedingt durch die intensive Sonneneinstrahlung – stark aufgezehrt, und Büßerschneebildungen sind keine Seltenheit (TROLL 1949, 1957, 1968). Über Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse der Vulkane gibt es bisher wenig Aufzeichnungen. WHITE (1954) glaubt, den Eishaushalt des Popocatepetl-Gletschers abschätzen zu können. Nach seinen Angaben ist die Verdunstung in den Monaten März bis Mai am größten und in den Monaten Juli bis September am geringsten; das Gletschereis schmilzt in den Monaten Januar bis Mai am stärksten. Der größte Gletscherzuwachs soll im November, Dezember und Januar erfolgen, aber auch im Sommer soll die Bilanz positive Werte zeigen. Dagegen sprechen jedoch die klimatologischen Beobachtungen der Station Altzomoni im Bereich des Paso de Cortés in rund 4100 m NN; dort wurden 1957/58 nur 623 mm Niederschlag gemessen (LORENZO 1969b), von denen 68% zwischen Juni und September fielen und nur 2,6% in den Monaten Dezember bis März. Auf der Westseite der Iztaccíhuatl (Hueyatlaco-Station) wurden in 3551 m NN im Jahr 1942 1368 mm Niederschlag verzeichnet (ROBLES RAMOS 1944). Dieser Wert entspricht in etwa den Niederschlagsmengen des Rio Frio-Passes in 3200 m NN. Auch in Hueyatlaco fielen die größten Niederschläge im September (296,5 mm), und die regenreichste Zeit lag zwischen Juni und September. Am trockensten war es von Februar bis April. 1942 fielen dort 60% des Regens im Sommer, 17% im Winter und nur 4% im Frühling. In der genannten Höhe von 3551 m NN schneite es ein wenig im November, Dezember und Januar. Während der Winternächte fror das Bodengewasser, besonders im Dezember und Januar. Es gab 121 Frostwechseltage, 138 Tage waren bewölkt, 129 Tage wolkenlos. Die Jahresdurchschnittstemperatur betrug 7,7° C, im März betrug die Durchschnittstemperatur -2,8° C. Die durchschnittliche jährliche relative Feuchte wurde



auf 50-60% geschätzt (ROBLES RAMOS 1944). Klimageographische Forschungen im Bereich des Beckens von Puebla-Tlaxcala und der umgebenden Gebirge haben ergeben, daß die Niederschläge generell von den Becken zu den Höhen hin zunehmen, während die Temperaturen mit etwa $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ abnehmen (LAUER 1973 a + b; LAUER et al. 1973 a + b).

5.2. GLAZIAL- UND PERIGLAZIALERSCHEINUNGEN ALS KLIMAINDIZES

Die paläoklimatische Auswertung (vgl. WILSON 1969) der Spuren der fünf genannten Vergletscherungen stützt sich auf zahlreiche Einzelbeobachtungen. Sie kann nur sinnvoll durchgeführt werden, wenn gewisse Voraussetzungen erfüllt werden.

(a) Der Nachweis muß erbracht werden, daß es sich bei den datierten Ablagerungen um glaziale bzw. periglaziale Sedimente handelt. Dazu zählen Moränen, die an ihrer Morphologie und den polierten Blöcken mit Striemung und Kritzen erkannt werden, weiterhin glazifluviale Sande, die eine charakteristische, feine Schichtung aufweisen und mit Moränenablagerungen verzahnt sind bzw. im gleichen stratigraphischen Niveau liegen. Periglazialschutthorizonte sind an dem kantigen Material, das unsortiert und hangabwärts eingeregelt ist, und an den häufig auftretenden Kryoturbationerscheinungen zu erkennen. Wichtig ist, daß sich auch diese Schutthorizonte mit zweifelsfrei nachgewiesenen Moränenablagerungen korrelieren lassen, was aufgrund tephrochronologischer Arbeitsverfahren in der Regel gut möglich ist. Warven wurden an der südlichen Malinche gefunden und mit den MII-Moränen und Sanderablagerungen parallelisiert.

(b) Der Nachweis muß erbracht werden, daß Verwürgungen innerhalb der Schichtlage- rung auf Frosteinwirkungen zurückzuführen sind; m. a. W.: Bestimmte, zu paläoklimatischen Aussagen herangezogene Erscheinungen müssen einwandfrei als Kryoturbationen anzusprechen sein. Das ist der Fall, wenn sich Verwürgungen mit Moränen stratigraphisch korrelieren lassen und zudem andere Bildungsursachen – wie der Einfluß von Bodentieren, Sackungserscheinungen aufgrund späterer Überlagerung, Materialvermischung infolge unterschiedlichen spezifischen Gewichtes und unterschiedlicher Dichte der Horizonte etc. – auszuschließen sind.

(c) Der Nachweis muß erbracht werden, in welcher Höhenlage die glazialen und periglazialen Sedimente und Formen anzutreffen sind. Hierbei spielt die Beobachtung der an tiefster Stelle aufgefundenen Erscheinungen eine besondere Rolle. Für die Malinche liegen die Beobachtungen am vollständigsten vor. Hier befinden sich die Endmoränen in folgenden Höhen: MI = 2550 m NN, MII = 2630-2750 m NN, MIII = 2900-3400 m NN, MIV = 3950-4200 m NN. Außerhalb der Gebiete der ehemaligen Talgletscher liegen für die einzelnen Vergletscherungen der Malinche folgende Höhenangaben für die Dauerschneegrenze vor: MI = ?, vermutlich wenig über 3000 m NN an den Nordhängen, MII = oberhalb ca. 3200 m NN am Nordhang, oberhalb 3400 m NN am West- und Osthang, MIII = oberhalb 3400 m NN am Nordhang, oberhalb 3600 (?) m NN am West- und Osthang, MIV = oberhalb 4000 m NN am Nord-, Nordwest- und Nordosthang. Die Exposition spielt an den steilen Hängen eine bedeutende Rolle. Bei flacheren Böschungsverhältnissen liegt die Dauerschneegrenze an den Nordhängen wesentlich höher; sie steigt aber auch an den West- und Osthängen an, während sie an den Südhängen etwas absinkt. Vom Malinche-Südhang liegen keine Beobachtungen zu diesem Problem vor. Periglaziale Erscheinungen sind bis in Höhen von 2520 m NN am Malinche-Westhang im Niveau der MII-Moränen zu beobachten. Aber auch im Niveau der MIII-Moränen treten Kryoturbationen bis in Höhen von 2700 m NN auf.

(d) Der Nachweis muß erbracht werden, daß die Korrelierung der verschiedenen Vergletscherungen der einzelnen Vulkane der Cordillera Neovolcánica gesichert ist. Die Sedimente der Malinche und der Sierra Nevada lassen sich anhand einer Profilvereihe durch das Becken von Puebla korrelieren, aber auch aufgrund der Verknüpfung der glazialen und periglazialen Sedimente mit den Schichten aus dem Becken von Mexiko einerseits und dem Becken von Puebla andererseits anhand tephrochronologischer Untersuchungsmethoden sowie prähistorischer und historischer Befunde. Eine auf ^{14}C -Daten basierende Korrelation ergänzt die Beobachtungen. Morphologische Tatsachen, wie die absolute Höhenlage der Moränen, die Art und Ausbildung derselben, die Überdeckung mit vulkanischem Material, die Verwitterungsintensität etc. lassen darüber hinaus eine Korrelierung zu, die sich auch auf die anderen Vulkane übertragen läßt. Dabei spielt die absolute Höhenlage der Endmoränen der einzelnen Vergletscherungen eine besondere Rolle; sie tritt an allen Gebirgsmassiven in etwa gleicher Höhenlage auf, jedoch von Ost nach West leicht ansteigend; dabei muß allerdings die Größe des jeweiligen Vulkans, d. h. die Größe des Nährgebietes der Gletscher, berücksichtigt werden.

5.3. JUNGQUARTÄRE KLIMASCHWANKUNGEN IN MEXIKO

Eine graphische Darstellung des Klimaganges für die letzten 40000 Jahre in Form einer Kurve für Temperatur und Niederschlag, erstellt aufgrund morphologischer Befunde, zeigt etwa folgendes Bild, wie es in Abbildung 36 dargestellt wird. Dabei ist zu beachten, daß die Kurven

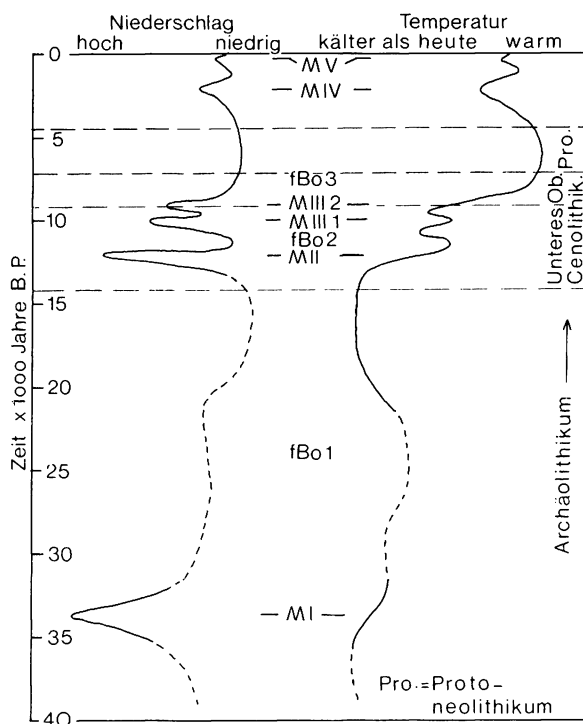


Abb. 36: Klimaentwicklung (Niederschlag und Temperatur) während der letzten 40 000 Jahre in Mexiko, ermittelt aufgrund morphologischer Befunde. Die Unterteilung der Steinzeit erfolgt nach LORENZO (1967).

Lámina No. 36: Desarrollo climático (lluvia y temperatura) durante los últimos 40.000 años; datos obtenidos por resultados morfológicos. Subdivisión de la etapa lítica según LORENZO (1967).

keine Aussagen über absolute Temperatur- und/oder Niederschlagsverhältnisse erlauben. Das den Kurven zugrunde liegende morphologische Beobachtungsmaterial gestattet nämlich nicht, Temperatur und Niederschlag hinreichend exakt voneinander zu trennen. Das relativ häufige Auftreten von Kryoturbationen während der Vergletscherungszeiten läßt darauf schließen, daß während der Gletscherhöchststände auch vermehrte Niederschläge fielen, ja vielleicht sogar das schnelle Gletscherwachstum auf plötzliche Niederschlagszunahmen zurückzuführen ist; Kryoturbationen können nämlich nur in vulkanischen Lockersedimenten, wie Aschen, Tuffen und Lapilli, entstehen, wenn diese hinreichend durchfeuchtet sind, was unter den augenblicklichen Klimaverhältnissen oft nicht der Fall ist. Daher sind auch rezente Kryoturbationen äußerst selten beobachtet worden (LORENZO 1969a + b). Häufig dagegen findet man kryopedologische Erscheinungen nach Norte-Wetterlagen im Winter, d. h. wenn der Boden durchfeuchtet ist, oder aber in dem oft wassergesättigten Boden unmittelbar unterhalb der rezenten Gletscher (WHITE 1962a).

Im Verhältnis zu den Klimaabschnitten, die nachweislich kühler und feuchter waren, können die heutigen Klimaverhältnisse als warm bis gemäßigt und semiarid bezeichnet werden.¹⁵ Die Zeiten der Vergletscherungen waren kühler, denn die Frostbodenformen und Kryoturbationen sind in Höhenlagen zu finden, die eine Temperaturabsenkung voraussetzen; zumanderen belegen viele Formen, daß die Niederschläge größer als heute gewesen sein müssen, und zwar nicht nur während der Regenzeit, sondern auch in der strahlungsreichen Trockenzeit. Allein die starken Vergletscherungen mit den langen Talgletschern unterhalb der Schneegrenze weisen auf vermehrte Niederschläge und eine über das Jahr verteilte größere Bewölkungsdauer hin, denn bei den relativ kleinen Nährgebieten der Gletscher an den Vulkanen wäre die Ausbildung von bis über 10 km langen Gletschern an dem verhältnismäßig kleinen Malinche-Vulkanmassiv nicht denkbar. Auch konnte aufgrund tephrochronologisch-stratigraphischer Untersuchungen eine Korrelierung zwischen der MII-Vergletscherung und limnischen Sedimenten im Becken von Puebla vorgenommen werden, was die Vermutung bestätigt, daß während der Vergletscherungen in den Becken ausgedehnte Seen existierten (JAEGER 1926).

Die Temperaturkurve (Abb. 36) zeigt bis etwa 30000 Jahre B.P. eine kühle Phase; die Niederschläge nehmen in dieser Zeit während des relativ kurzen Zeitraumes der MI-Vergletscherung stark zu. Leider läßt sich dieses Niederschlagsmaximum nicht genau zeitlich eingrenzen; vermutlich liegt es vor 32000 Jahre B.P. und ist jünger als 38000 Jahre B.P. Anschließend muß es wesentlich trockener geworden sein, denn es gibt nur wenig Anzeichen für eine fluviale Abtragung in dem stratigraphischen Niveau über den MI-Moränen und unter dem fBo1-Boden.

Der fossile Boden fBo1 ist häufig als kräftiger Andosol entwickelt. Paläoklimatisch ist er nicht gut auszuwerten, da Andosolböden unter fast allen Klimabedingungen gebildet werden können (BESOAIN 1969). Er dokumentiert lediglich eine längere Ruhe der vulkanischen Aktivität der Malinche und des Popocatepetl. Verschiedene Geröllhorizonte, die zumeist aus groben Bimslapilli bestehen, mögen innerhalb des fBo1-Bodens auf gelegentliche schwache fluviale Abtragungsvorgänge hinweisen. Man kann daher die Zeit der fBo1-Bodenbildung mit geringen Niederschlagsfluktuationen in Verbindung bringen.

Nach der fBo1-Bodenbildung, d. h. nach rund 21000 Jahren B.P. wird es kälter und gleichzeitig trockener. Über 8000 Jahre folgen, in denen keinerlei Spuren einer Abtragung an den Vulkanhängen zu beobachten sind, schließt man einmal die geringfügigen Erosionsvorgänge aus, die an manchen Stellen den fBo1-Boden teilweise, selten jedoch nur völlig entfernen

¹⁵ Eine differenzierte Klimaklassifikation des engeren Arbeitsgebietes findet sich bei LAUER et al. 1973a + b.

konnten. Diese Zeit muß daher sehr trocken gewesen sein. Das wird durch die Verknüpfung der Malinche-Hangprofile mit den Beckensedimenten bei Tlaxcala bestätigt, denn dort befindet sich über dem fBo1-Boden direkt eine zusammengeschwemmte Auflage des rB-Bimses; es ist demnach in der Zeit zwischen ca. 21000 und 12000 Jahre B.P. kein Material von den Malinchehängen in das Beckengebiet bei Tlaxcala transportiert worden. Erst danach folgt – wie die limnischen Ablagerungen in Wechsellagerung mit dem rB-Bimsmaterial belegen – ein schneller Anstieg des jungquartären Sees im Beckenbereich bei Tlaxcala, und zwar gleichzeitig mit der MII-Vergletscherung (vgl. Abb. 39, Profil X). Nur ganz vereinzelt konnten die Spuren eines kälteren Klimas für die Zeit zwischen dem fBo1-Boden und der MII-Vergletscherung gefunden werden. Sie dokumentieren eine starke Temperaturabnahme.

Um 12100 Jahre B.P. erfolgt plötzlich eine starke Niederschlagszunahme, die eine gewaltige Gebirgsvergletscherung zur Folge hat. Gleichzeitig werden die Abtragungsvorgänge intensiviert. Auch diese Zeit, die aufgrund der Warvenausbildung, aber auch wegen der nur einmal schnell vorstoßenden Talgletscher auf ca. 400 Jahre Dauer geschätzt werden kann, war noch recht kühl. Ob ein nachfolgender Temperaturanstieg oder eine Niederschlagsabnahme das schnelle Ende der MII-Vergletscherung bewirkte, läßt sich anhand morphologischer Befunde nicht entscheiden. Möglicherweise spielten beide Ursachenkomplexe zusammen.

In der Zeit zwischen ca. 12000 und 10000 Jahre B.P. war es wärmer und trockener. Der fossile Boden fBo2, der in diese Zeit fällt, darf nicht weitergehend interpretiert werden, denn auch er ist in der Regel andosolartig ausgebildet und tritt in den Beckenlandschaften, wo der fBo1-Boden braunlehmartig entwickelt ist, fast ganz zurück.

Zwischen 10000 und 9000 Jahre B.P. etwa erfolgen zwei große Gletschervorstöße, die durch eine zweimalige Zunahme der Niederschläge bei gleichzeitiger Temperaturabsenkung hervorgerufen werden. Die Temperaturen müssen – wie die Periglazialformen belegen – wieder recht niedrig gewesen sein. Die Niederschläge waren so hoch, daß in verhältnismäßig kurzer Zeit eine gewaltige Gebirgsvergletscherung entstehen konnte, die mächtige, stark erodierende Gletscher aufwies. Innerhalb von rund 1000 Jahren erfolgten die beiden MIII-Vergletscherungen; in der Zeit zwischen den Vorstößen war es wieder wärmer, wie die Ausbildung der fossilen Böden auf den Moränen des ersten MIII-Vorstößes beweisen; dafür sprechen auch die *Buddleia*-Funde in rund 3000 m NN an der Malinche in Sedimenten zwischen den MIII 1- und MIII 2-Moränen.

Ab ca. 9000 Jahre B.P. wird das Klima durch wärmere Temperaturen und geringere Niederschläge charakterisiert. Die Temperaturen müssen höher als heute gewesen sein, denn der fBo3-Boden, der zwischen ca. 8000 und 5000 Jahre B.P. gebildet wurde, läßt sich als Andosol auch noch in großen Höhen – bis zu 4300 m NN – beobachten. Rezente Andosole findet man nur bis ca. 4000 m NN (vgl. AVECES GARCÍA 1969, 1971; KNEIB et al. 1973). Man darf mit Recht vermuten, daß hier das postglaziale Klimaoptimum anzusetzen ist. Da keine Spuren intensiver Erosion aus dieser Zeit erhalten sind, wird mit relativ geringen Niederschlägen gerechnet.

Erst um 2000 Jahre B.P. rücken die Gletscher wieder vor, bzw. bilden sich Hanggletscher an den niedrigen Vulkanen. Eine Niederschlagszunahme wird daher für diese Zeit angenommen. Ob gleichzeitig auch die Temperaturen absanken, läßt sich aufgrund der morphologischen Befunde nicht entscheiden. Es kann aber vermutet werden, denn mit einer Niederschlagszunahme ist eine Bewölkungszunahme verbunden, die wiederum eine geringe Temperaturabsenkung zur Folge hat.

Kurz darauf wird es wieder etwas wärmer und wohl auch trockener. Erst seit dem Ende des 18. Jahrhunderts scheinen etwas kühlere Temperaturen und erhöhte Niederschläge die letzten – nur an den drei höchsten Vulkanen beobachteten – Gletschervorstöße (MV) zu bewirken. Seit

1890 ziehen sich die Gletscher etappenweise zurück. Die Rückzugsmoränen lassen sich mit bestimmten Phasen der Niederschlags- und Temperaturkurven, die für diese Zeit ermittelt wurden (KLAUS 1973 a), in Verbindung bringen; die Kurven dokumentieren eine Unterbrechung oder rückläufige Tendenz des allgemeinen Temperaturanstiegs bzw. der Niederschlagsabnahme.

Im folgenden soll die gerade skizzierte Klimaentwicklung für Mexiko während der letzten 40 000 Jahre den Ergebnissen früherer Autoren gegenübergestellt werden. JAEGER (1926 a + b), der als erster den Versuch unternahm, das Eiszeitklima für Mexiko zu rekonstruieren, glaubte, daß das Becken von Mexiko während der Eiszeit ein feuchteres Klima gehabt hat; die äquatoriale Grenze des Trockenklimas hat nach ihm weiter nördlich gelegen als heute. JAEGER mußte zu diesem Schluß kommen, da er annahm, daß die Hauptvergletscherung der mexikanischen Vulkangebirge mit dem Maximum der Eiszeit zusammenfiel. Es hat sich jedoch herausgestellt, daß die Gletschervorstöße in Mexiko erst am Ende der letzten Eiszeit gewesen sind, sieht man einmal von dem MI-Gletschervorstoß ab. Aber auch die MI-Vergletscherung scheint am Ende einer längeren kalten Phase zu liegen (Abb. 36). Andererseits gibt JAEGER (1926 a) zu bedenken, daß nicht erwiesen ist, daß im Pleistozän in Mexiko mehr Niederschläge fielen; die Ausbildung der Gletscher und der Seen in den Becken kann auch nur eine Folge geringerer Temperaturen sein (JAEGER 1926 a). Aufgrund der Untersuchungen von KESSLER (1963) scheint diese Annahme JAEGERs zumindest für den Altiplano Boliviens und Perus zuzutreffen.

1948 versucht BRYAN aufgrund umfangreicher Untersuchungen an rezenten und fossilen Böden die Klimageschichte Mexikos für das Jungquartär zu rekonstruieren. Caliche-Bildungen (vgl. ARISTARAIN 1971) werden als Zeugen eines trockenen (und warmen) Klimas angesehen, während tonreiche und mit Fe- und Al-Verbindungen angereicherte Böden meist rötlicher oder brauner Farbe als Zeugen eines humiden (und kühleren) Klimas betrachtet werden. BRYAN (1948) kommt zu folgenden Ergebnissen: Das Wisconsin 2 (= Tazewell-Cary) war feucht und kühl, das Interstadial Wisconsin 2/Wisconsin 3 war trocken und warm, das Wisconsin 3 (= Mankato und Cochrane) war zuerst feucht, dann trocken, schließlich wieder feucht. Das Postglazial beginnt mit einer ariden Phase zwischen 7500 und 4500 Jahren B.P., darauf folgen verschiedene kleinere Fluktuationen des Klimas mit einer Temperaturabsenkung um 1750 A.D. (s. Tab. 4).

Eine Korrelierung mit den eigenen Ergebnissen ist teilweise möglich und stimmt auch hinsichtlich der Zeitangaben für die MV-Vergletscherung, die fBo3-Bodenbildung und die MIII-2-Vergletscherung fast überein. Die von WOLDSTEDT (1965, vgl. auch 1960) gegebene Korrelierung des Quartärs aus dem Becken von Mexiko muß demnach geändert werden. Die Schichten haben sich zum Teil als wesentlich jüngere Bildungen – nämlich wie bereits bei BRYAN (1948) angegeben – erwiesen. Jedoch zeigt die Gegenüberstellung der Tabelle 4 mit den eigenen Ergebnissen, daß auch BRYAN mit wesentlich längeren feucht-kühlen Phasen gerechnet hat. Ganz entsprechend interpretiert CORNWALL (1970) seine pedologischen Untersuchungen. Es hat den Anschein, daß die Caliche-Bildung neben trockenen auch relativ warme Klimaverhältnisse verlangt¹⁶, während die Bodenbildung unter kühlen Klimabedingungen auch bei relativer Trockenheit nicht zur Caliche-Bildung führt, denn es liegen keine Anzeichen vor, daß während des ariden und kalten Hochglazials in Mexiko Caliche-Horizonte ausgebildet worden sind.

¹⁶ Wenn von „trockenen“ und „relativ warmen“ Klimaverhältnissen die Rede ist, so muß betont werden, daß es sich um Bezeichnungen handelt, die in Beziehung zu den heutigen Klimaverhältnissen benutzt werden; aus diesem Grunde müssen die Ausführungen nicht in Gegensatz zu den jüngsten Untersuchungsergebnissen über Caliche-Bildungen von ROHDENBURG et al. (1972) stehen (vgl. auch GOUDIE 1972, 1973).

Tabelle 4: Gliederung des Jungquartärs im Becken von Mexiko aufgrund bodenkundlicher Untersuchungen (nach BRYAN 1948).

Tabla No. 4: Clasificación del Cuaternario Superior basándose en investigaciones edafológicas (según BRYAN 1948).

Geologische/ archäologische Benennung	Schichten am Rand des Beckens von Mexiko	Klima	Korrelierung mit Glazialzeiten	Korrelie- rung mit eigenen Ergebnissen
Azteca und Teotihuacan	Noche Buena	kleinere Klimaschwankungen	1 750 A. D. kältere Phase	MV
Zacatenco				
Totolzingo				MIV?
Barrilaco	fehlt (Caliche)	trocken	4 500—7 500 Jahre B. P., arides Post- glazial	f Bo 3
Becerra	Oberes Becerra	feucht	Cochrane (10 000 Jahre B. P.)	MIII 2
	Caliche	trocken	Wisconsin 3	
	Unteres Becerra	feucht	Mankato?	MIII 1
Morales	fehlt (Caliche)	trocken	W ₂ /W ₃ -Interstadial	f Bo 2
Tacubaya	Tacubaya	feucht	Tazewell Wisconsin 2 Cary	MII
Tarango	diverse Sedimente	?	Pleistozän	MI?

Werden die Ergebnisse mit der von DE TERRA et al. (1949) angegebenen Stratigraphie (Tab. 1) verglichen, so ergeben sich folgende Beziehungen zwischen den Angaben von DE TERRA und den eigenen Untersuchungsergebnissen (Tab. 5):

Tabelle 5: Beziehungen zwischen den Sedimenten des Beckens von Mexiko und den Moränenstaffeln der Westseite der Sierra Nevada (nach DE TERRA et al. 1949), korrigiert aufgrund der eigenen Untersuchungen.

Tabla No. 5: Comparaciones entre los sedimentos del Valle de México y las morrenas en el lado occidental de la Sierra Nevada (según DE TERRA et al. 1949) y correcciones según investigaciones propias.

DE TERRA et al. (1949)		HEINE
Schichten	Moränen	
	Ayolotepito	MV
Totalzingo	El Circo	MIV
Caliche III	Eisrückzug	f Bo 3
Young Becerra	Trancas	MIII 2
Caliche II		
Old Becerra	Xopaná	MIII 1
Caliche I		f Bo 2
Tacubaya	Salto	MII

Aus der Parallelisierung wird ersichtlich, daß einerseits die Korrelierung der Beckensedimente mit den Moränenstaffeln von DE TERRA et al. (1949) abgeändert werden muß; El Circo entspricht Totalzingo und Ayolotepito einer jüngeren Beckenfazies bzw. -formation. Die von DE TERRA angeführten Phasen I-IX müssen inhaltlich entsprechend abgeändert werden (vgl. Tab. 1).

DE TERRA et al. (1949) verbinden mit Gletschervorstößen kühle und feuchte Phasen und mit der Caliche-Bildung trockene und wärmere Zeitabschnitte. Auch bei ihm gibt es – wie bei BRYAN (1948) – nur kühl-feuchte oder warm-trockene Phasen, jedoch keine kühl-trockenen, die aber aufgrund der glazialmorphologischen Untersuchungen im Pleistozän ausgebildet waren. Diese Diskrepanz kann folgendermaßen erklärt werden: Die warm-trockenen Zeitabschnitte werden durch die Caliche-Bildung repräsentiert, sowohl bei BRYAN als auch bei DE TERRA. Die feucht-kühlen Phasen, die recht kurz gewesen sein müssen, wie die vorliegenden Untersuchungen ergaben, werden bei DE TERRA einerseits durch die Moränen, d. h. durch Gletschervorstöße charakterisiert, andererseits – wie bei BRYAN – durch die fossilen Böden. Nun kann aber eine Bodenbildung, die in einer feucht-kühlen Zeit beginnt oder abschließt, danach oder zuvor während einer trocken-kühlen Phase weitergebildet werden, bzw. die Pedogenese kann in dieser Phase bereits begonnen haben; beides würde sich bodentypologisch kaum ausprägen und wäre an den fossilen Böden, Bodenresten oder Reliktböden nicht mehr zu erkennen und nachzuweisen. Es wird daher angenommen, daß von den beiden Autoren trocken-kühle Phasen nicht nachgewiesen worden sind, zumal von den Voraussetzungen ausgegangen wurde, daß die Gletschervorstöße längere Zeitspannen dokumentieren.

Recht interessant in diesem Zusammenhang sind die Ergebnisse von SEARS et al. (1955)¹⁷. Palynologisch wird nachgewiesen, daß in Mexiko paradoxerweise die feuchten Perioden gleichzeitig die Zeiten mit ansteigenden Temperaturen sind, also genau der Vorstellung widersprechen, daß ein Eisvorstoß in eine feuchte und auch kalte Zeit fallen muß. Diesen Gedanken greift LORENZO (1958) auf. Er will daher nicht – wie bei allen früheren Autoren üblich (vgl. JAEGER 1926a; BRYAN 1948; DE TERRA et al. 1949; ARELLANO 1953; FOREMAN 1955; CLISBY et al. 1955; SEARS 1952; SEARS et al. 1955; MARTIN et al. 1957; MOOSER et al. 1956; auch BRADBURY 1970) – den Caliche-Horizonten trocken-warme, sondern trocken-kalte und den Oberen und Unteren Becerra-Schichten nicht feucht-kalte, sondern feucht-warme Zeiten zuordnen. Das würde aber andererseits bedeuten, daß die in Nordamerika durch Eisvorstöße belegten kalten Phasen des Jungquartärs in Mexiko durch feucht-warme Klimaabschnitte charakterisiert würden. In ähnlicher Weise ist zwar oft geäußert worden, daß den Kaltzeiten der gemäßigten Breiten in den Tropen Warmzeiten entsprechen (vgl. u. a. BERNARD 1962; LORENZO 1968), doch läßt sich diese Vorstellung nicht recht mit vielen, vor allem morphologischen Beobachtungen verbinden (vgl. Kapitel 7). Das Problem kann zumindest für Mexiko gelöst werden, wenn man den extrem kalten Zeitabschnitten mit Eiswachstum in den Außertropen trocken-kühle Phasen in Mexiko gegenüberstellt und die Vergletscherungen der mexikanischen Vulkane – wie die Untersuchungsergebnisse zeigen – auf kurze feucht-kühle Phasen vor oder im Anschluß an die trocken-kalten Zeitabschnitte beschränkt.

5.4. DIE URSACHEN DER KLIMASCHWANKUNGEN IN MEXIKO

Die gerade skizzierten Vorstellungen hinsichtlich einer paläoklimatischen Ausdeutung der morphologischen Befunde beruhen nicht zuletzt auf vielen Diskussionen, die ich mit Herrn Dr. D. KLAUS führen konnte, wofür ich ihm an dieser Stelle herzlich danken möchte. KLAUS (1973b) hat versucht, ein Bild der Klimaschwankungen in spät- und postglazialer Zeit für das Gebiet des Beckens von Puebla zu entwerfen. Ausgehend von dem meteorologischen Datenmaterial der letzten 90 Jahre werden verfügbare meteorologische, pollenanalytische, dendrochronologische, geomorphologische und bodenkundliche Befunde unter klimatologischen Aspekten in Analogie zu den Klimaschwankungen der letzten 90 Jahre interpretiert. Im folgenden sollen seine Ergebnisse kurz wiedergegeben werden, da sie die eigenen Ergebnisse bestätigen und gleichzeitig eine Erklärung für die zuvor aufgeworfenen Fragen aufzeigen.

KLAUS weist für Mexiko nach, daß eine Temperaturabnahme in hohen Breiten eine Erhöhung des bestehenden meridionalen Temperaturgradienten bewirkt; eine Temperaturzunahme ver-

¹⁷ Sehr ähnliche Ergebnisse zeigen die pollenanalytischen Untersuchungen von OHNGEMACH (1973) im Becken von El Seco zwischen den Vulkanen La Malinche und Pico de Orizaba. Zwischen 35000 und 30000 Jahre B.P. und zwischen ca. 15000 und 10000 wurden Gytjen gebildet; sie dokumentieren feuchtere Klimaabschnitte und lassen sich zeitlich mit der MI- und der MII-Vergletscherung in Beziehung setzen. Dazwischen war es relativ trocken. Die jüngere Gytja-Lage wird von einem Bimshorizont überlagert; vielleicht darf man hier einen weiteren Beleg für die verstärkte Fördertätigkeit im Gebiet der Sierra Nevada, des Beckens von Puebla und der Malinche sehen (PWA- bzw. P3-Bims sowie rB-Bims der Malinche). Das Wiederaufleben der Bims- und Aschenförderung wurde auf etwas jünger als 12000 Jahre B.P. datiert. Die Angaben OHNGEMACHS (1973) betragen für den Bimshorizont 15000-10000 Jahre B.P. Anschließend ändert sich die Vegetation stark; OHNGEMACH vermutet hier etwa die Pleistozän/Holozän-Grenze. Auch diese Beobachtungen fügen sich in das von mir skizzierte Bild der Klimaentwicklung ein, denn nach der Förderung der rB- und P3-Bimse wird es feuchter und auch wärmer (vgl. Abb. 36).

ursacht den entgegengesetzten Trend. Zeitabschnitte mit wachsendem meridionalen Temperaturgradienten sind mit einer Zunahme des Meridionalindex verbunden, bei abnehmenden meridionalen Temperaturgradienten besteht der entgegengesetzte Trend (Zunahme des Zonalindex). Die Zunahme des Meridionalindex bewirkt eine starke Ausbildung des atlantischen Subtropenhochs, die Zunahme des Zonalindex verursacht eine Abnahme der Auftrittshäufigkeit tropischer Zyklone im Atlantik und im Golf von Mexiko. Die Abnahme des Meridionalindex bzw. Zonalindex hat die entgegengesetzten Auswirkungen zur Folge. Für das Untersuchungsgebiet besteht nun der eindeutige Trend, daß die Niederschläge bei zunehmendem Zonalindex abnehmen und bei abnehmendem Zonalindex zunehmen, m. a. W. beim Vorherrschen meridionaler Höhenzirkulation in der polaren Westströmung kommt es zu einer Niederschlagszunahme in der atlantisch-pazifischen Passatregion und beim Vorherrschen zonaler Strömungen zu einer Niederschlagsabnahme im Hochland von Mexiko. Eine zunehmende Häufigkeit der Kaltfronten (Nortes) zwischen Tampico und Veracruz verursacht keine Zunahme der Winterniederschläge im Bereich der Cordillera Neovolcánica, sondern deren Abnahme. In Mexiko sind außerdem besonders kalte Winter, die zeitlich mit kalten Wintern in Europa zusammenfallen, relativ trocken, während warme Winter in Mexiko relativ feucht sind.

Kurven der Paläotemperaturen von WISEMANN (1966), LAMB et al. (1966), VAN DER HAMMEN und GONZALEZ (1960), HEUSSER (1966) und EMILIANI (1966), sowie der eustatischen Meeresspiegelschwankungen von FAIRBRIDGE (1966) setzt KLAUS (1973 a + b) in Beziehung zu den Zeiten der Gletschervorstöße in Mexiko nach HEINE (1973 a). Dabei fällt auf, daß während einer weltweit nachgewiesenen kalten Phase in Mexiko keine Gletschervorstöße stattgefunden haben. Ganz im Gegenteil, die Moränen MII und MIII fallen mit einem allmählichen Temperaturanstieg zusammen. Klimatologisch erklärt KLAUS dieses bereits aus den morphologischen Befunden abgeleitete Phänomen folgendermaßen: Während der Wisconsin-Kaltzeit wurden die polaren Westwinde ganzjährig wegen der Inlandvereisung Nordamerikas weit nach Süden abgedrängt. Bei einem stark ausgeprägten meridionalen Temperaturgradienten kam es zu häufigen, intensiven Kaltlufteinbrüchen in den mexikanischen Raum, bedingt durch kurze, rasch aufeinanderfolgende Wellen der polaren Westströmung mit hoher Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Das führt zu einer Temperaturabnahme bei gleichzeitiger Niederschlagsverringerung (s. o.). Daher muß nach KLAUS für das Hochglazial der Wisconsin-Eiszeit für Mexiko ein kaltes und trockenes Klima angenommen werden. Zudem wiesen die Gebirge Mexikos während des Hochglazials hohe Windgeschwindigkeiten auf; die dadurch wesentlich stärkere Ablation würde sogar noch unter der Annahme einer geringen Niederschlagszunahme gegenüber den heutigen Verhältnissen bei den tieferen kaltzeitlichen Temperaturen nicht zu einem nachweisbaren Gletscherwachstum führen (KLAUS 1973 a; vgl. auch BARRY 1973).

Nach KLAUS fallen die MII- und MIII-Vergletscherungen mit weltweiten Temperaturzunahmen zusammen. In dieser Zeit bildeten sich infolge der hohen meridionalen Temperaturgradienten zwischen dem nun weiter im Norden gelegenen Inlandeis Nordamerikas und dem unvergletscherten Gebiet Wellen mit relativ großer Wellenlänge und großer Amplitude aus; diese langen Wellen bewirken vermehrte Niederschläge sowohl im Sommer als auch im Winter (s. o.).

Der Rückgang der Gletscher nach dem MII-Vorstoß fällt nach KLAUS (1973 a + b) mit einer weltweiten Temperaturabnahme zusammen, die infolge eines geringeren meridionalen Temperaturgradienten eine Niederschlagsabnahme für Mexiko bringt. Weiterhin weist KLAUS nach, daß in der Zeit um 35 000 bis 36 000 Jahre B.P. eine geringe Temperaturzunahme weltweit zu verzeichnen ist, was in Mexiko aufgrund der zuvor gemachten Ausführungen zu einer Niederschlagszunahme führen muß; in dieser Zeit könnte sich der MI-Gletschervorstoß abgespielt haben.

Für die Zeit der MIII-Vergletscherung gibt KLAUS eine mögliche Temperaturabnahme von 2-3° C und eine mögliche Niederschlagszunahme von 100-150 mm in den Wintermonaten an, für die MII-Vergletscherung eine Temperaturabnahme von 3-4° C und eine Niederschlagszunahme von 150-200 mm (bezogen auf die Gegenwart).

Im Holozän führt eine weltweite Temperaturzunahme wegen der fehlenden Inlandeismassen auf der Nordhemisphäre zu einer Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten. Das bedeutet, daß eine weltweite Temperaturabsenkung für Mexiko vermehrte Niederschläge bringt. In der Zeit vor ca. 2000 Jahren B.P. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts sind weltweite schwache Temperaturabnahmen festzustellen, die mit den MIV- und MV-Vergletscherungen zusammenfallen (KLAUS 1973 a).

KLAUS weist darauf hin, daß Zeiten mit abnehmender Temperatur bei eisfreien Kontinenten zu einer Niederschlagszunahme und Zeiten zunehmender Temperatur zu einer Niederschlagsabnahme in tropischen Bereichen zu führen scheinen. In den Zeiten ohne Temperaturzu- oder -abnahme müssen relativ trockene Bedingungen erwartet werden.

Die von KLAUS (1973 a + b) entwickelten Vorstellungen über das Klima des Jungquartärs in Mexiko bestätigen die morphologischen Befunde sowie die klimatologische Auswertung der verschiedenen Erscheinungen. Wenn zwei verschiedene Arbeitsverfahren – nämlich einerseits geologisch-geomorphologisch-pedologische Untersuchungen, andererseits die Auswertung meteorologischer Datenmaterials –, die auf verschiedene physikalische und chemische Gesetzmäßigkeiten und Entwicklungsprozesse aufbauen und sich daher auch in ihren logischen bzw. methodischen Ansätzen unterscheiden, zu gleichen Ergebnissen kommen, so darf angenommen werden, daß die Resultate einen hohen Aussagewert besitzen.

Die Ergebnisse bestätigen auch teilweise die Vorstellungen von FAIRBRIDGE (1970) über das Quartärklima, die aufgrund einer umfangreichen Materialauswertung entwickelt worden sind. Auch die jüngste vorliegende Temperaturkurve für die letzten 140000 Jahre B.P., die von KENNETT et al. (1972 a + b) aufgrund von Foraminiferen-Studien im westlichen Golf von Mexiko erstellt wurde, läßt sich mit den vorliegenden Untersuchungsergebnissen in Beziehung setzen. Ein Temperaturanstieg zwischen 40000 und 35000 Jahre B.P. (Abb. 37) stimmt mit der zeitlichen Festlegung der MI-Moräne in etwa überein. Verschiedene Temperaturschwankungen zwischen rund 15000 und 9000 Jahren B.P. lassen sich mit den MII- und MIII-Gletschervorstößen korrelieren (vgl. auch WELLS 1969; WEBB et al. 1972; IRWIN-WILLIAMS et al. 1970; EMILIANI 1971; GEYH et al. 1972; MÖRNER 1972).

VAN DER HAMMEN (1972) berichtet, daß in den kolumbianischen Anden während des ersten Abschnittes der letzten Glazialzeit das Klima feucht war; in dem Zeitabschnitt zwischen ca. 21000 und 13000 Jahre B.P. jedoch war das Klima beträchtlich trockener als während der Zeiten kurz davor oder danach. Hier ergibt sich eine erstaunliche Übereinstimmung mit den eigenen Untersuchungsergebnissen; auch in Mexiko war der Zeitabschnitt zwischen ca. 21000 (= Ende der fBo1-Bodenbildung) und ca. 13000¹⁸ Jahre B.P. bedeutend trockener als die Perioden davor und danach.

¹⁸ Die MII-Moränen wurden auf 12100 Jahre B.P. datiert. Es muß angenommen werden, daß der Gletschervorstoß, der ca. ein halbes Jahrtausend gedauert hat, bereits um 12500 Jahre B.P. begonnen haben kann. Es bleibt jedoch vorerst ungeklärt, ob man die bisher vorliegenden absoluten Datierungen aus Mexiko und Kolumbien dahingehend interpretieren darf, daß für beide Gebiete von einer „Gleichzeitigkeit“ der Klimaentwicklung gesprochen werden kann oder aber von einer gewissen „zeitlichen Verschiebung“ (Größenordnung; ca. 500 Jahre) der Klimaänderungen.

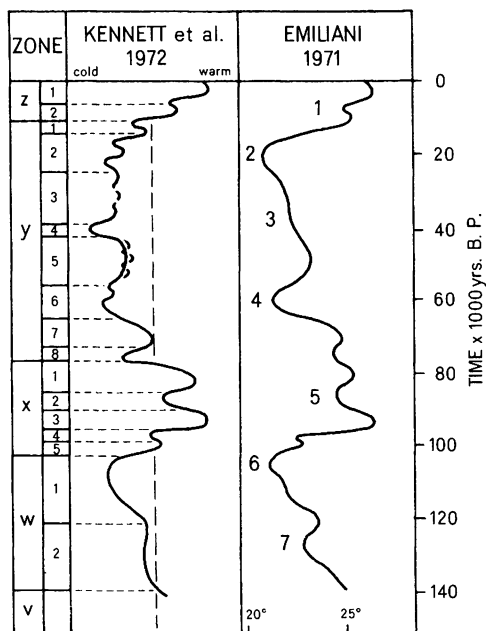


Abb. 37: Paläotemperaturkurven für den Golf von Mexiko nach KENNETH et al. (1972) und das Karibische Meer nach EMILIANI (1971).

Lámina No. 37: Curvas de paleotemperatura del Golfo de México, según KENNETH (1972) y del Mar Caribe según EMILIANI (1971).

Werden die Periglazialerscheinungen in Beziehung zu den entwickelten paläoklimatischen Vorstellungen gesetzt, so ergeben sich einige Probleme. Wiederholt konnte aufgezeigt werden, daß den Gletschervorstößen periglaziale Formen und Vorgänge in tieferen, nicht vergletscherten Hangbereichen entsprechen. Periglazialschutthorizonte, Kryoturbationen, Eiskeile und wahrscheinlich auch Kryolakkolithe (LORENZO 1961) befinden sich in stratigraphisch mit den Moränen identischen Schichten. Das spricht für recht kalte Temperaturen während der Vergletscherungszeiten, während die Parallelisierung derselben mit verschiedenen Klimakurven stets auf einen Temperaturanstieg zur Zeit der Vergletscherungen hinweist, d. h. auf relativ warme Verhältnisse im Vergleich zu den kalt-trockenen Phasen. Nach KLAUS (1973 a) betrug die Temperaturabnahme während der MII-Zeit 3-4° C und während der MIII-Zeit 2-3° C. Bei einem vertikalen Temperaturgradienten von 0,5° C/100 m bedeutete die Temperaturabnahme eine Erniedrigung der unteren Strukturbodengrenze um 600-800 m (MII) bzw. 400-600 m (MIII). Die tiefe Lage der Periglazialerscheinungen wird damit nicht erklärt, denn die heutige untere Strukturbodengrenze liegt in rund 4000 m NN (LORENZO 1969a). Entweder müssen demnach die Temperaturen während der Gletschervorstöße kälter gewesen sein, als KLAUS annimmt, oder es müssen andere Voraussetzungen für die Bildung der Periglazialerscheinungen geherrscht oder beide Faktoren müssen zusammengewirkt haben. Die Strukturbodengrenze, die auch als 'geo-ökologische Grenze' (HÖLLERMANN 1972) bezeichnet wird, ist von einer Vielzahl von Faktoren bestimmt. Man muß daher damit rechnen, daß sich das geo-ökologische Beziehungsgefüge (HÖLLERMANN 1972) an der Strukturbodengrenze in Mexiko nicht nur in Abhängigkeit von der Temperatur,

sondern auch von den Niederschlägen, die während der Vergletscherungszeiten wesentlich höher waren, und der Effektivität derselben hinsichtlich der Bodendurchfeuchtung etc. gewandelt hat. Es wäre daher an dieser Stelle verfrüht, aus einer Eiskeilbildung in 2730 m NN (LORENZO 1969a + b) oder aus Kryoturbationserscheinungen in 2520 m NN während der MII-Vergletscherung auf eine durch die Absenkung der heute in 4000 m NN liegenden Strukturbodengrenze um 1300 bzw. 1500 m belegte Temperaturabnahme um 6 bzw. 7° C zu schließen, obgleich VAN DER HAMMEN (1968) eine Erniedrigung der Waldgrenze um 1000 m (teilweise um 1500 m) und der Temperatur um 7° C oder sogar mehr für Kolumbien während der kalten Glazialzeiten für möglich hält (vgl. auch HASTENRATH 1971a + b).

Aus diesem Grunde wird vorerst darauf verzichtet, anhand der morphologischen Beobachtungen eine Aussage über die Höhenlage der Strukturbodengrenze wie auch der klimatischen Schneegrenze während der einzelnen Vergletscherungsperioden zu machen. Die in Abb. 13 eingetragenen Dauerschneegrenzen sind orographische Schneegrenzen (LOUIS 1954/55). An dieser Stelle muß jedoch erwähnt werden, daß die von HASTENRATH (1963a, 1968a) ermittelte pleistozäne Schneegrenze für Mexiko, die nach ihm um 4000 m NN oder noch höher anzusetzen ist, tiefer gelegen haben muß, und zwar während der Zeiten der Gletschervorstöße. Aufgrund neuerer Untersuchungen gibt HASTENRATH (frdl. schr. Mitt. 1973, vgl. Anm. 14) wesentlich niedrigere Werte für die Lage der pleistozänen Schneegrenze in Mittelamerika an: Für Guatemala (Altos de Cuchumatanes) ca. 3650 m Höhe und für Costa Rica (Cordillera de Talamanca) ca. 3500 m Höhe.

6. DIE STELLUNG DER VERGLETSCHERUNG DER CORDILLERA NEOVOLCANICA INNERHALB DER VERGLETSCHERUNGEN DER ZENTRAL- UND SÜDAMERIKANISCHEN HOCHGEBIRGE SOWIE DER ROCKY MOUNTAINS

Die Forschungsergebnisse über die pleistozänen und holozänen Gletscherschwankungen der mexikanischen Vulkane lassen eine ziemlich exakte Datierung der einzelnen Gletschervorstöße zu. Das ist durch eine kombinierte Anwendung tephrochronologischer und glazialgeologisch-geomorphologischer Arbeitsweisen möglich. Die Ergebnisse ermuntern zu dem Versuch, die mexikanische Gebirgsvergletscherung einerseits mit den Beobachtungen aus dem zentralamerikanischen Raum und dem nördlichen Südamerika, andererseits mit den Befunden der Eiszeitforschung in den Rocky Mountains zu vergleichen.

6.1. DIE EISZEITLICHEN GLETSCHERSPUREN IN COSTA RICA (MITTELAMERIKA)

Aus Mittelamerika beschreiben WEYL (1955, 1956 a + b, 1962, 1965) und WEBER (1958, 1959) verschiedene Glazialformen, wie Moränen, Rundhöcker, Gletscherschliffe etc. für das Bergmassiv Costa Ricas, das im 3820 m hohen Cerro Chirripó gipfelt. Die frühere Vergletscherung wird in das Pleistozän gestellt. Eine genaue Datierung der Glazialformen liegt nicht vor; auch werden dort keine verschiedenen Stadien der Vergletscherung unterschieden. Daher ist es nicht möglich, eine Parallelisierung der mexikanischen Vergletscherungen mit derjenigen Zentralamerikas vorzunehmen. Auf jeden Fall aber darf angenommen werden, daß die Gletscherspuren in Costa Rica, von denen WEYL berichtet, nicht älter als Wisconsin-zeitlich sind. Aufgrund ihrer jungen Formen mögen manche Moränen am Chirripó mit der MIII-Vergletscherung der mexikanischen Vulkane zeitgleich sein, wenn man annimmt, daß in Zentralamerika die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre während des Jungquartärs gleichen oder ähnlichen Gesetzmäßigkeiten unterlag wie in Mexiko, wofür das oben kurz skizzierte Bild der allgemeinen Zirkulation sprechen würde. Vielleicht befinden sich unter den Glazialformen in Costa Rica auch noch Bildungen, die dem Holozän angehören. Die Vermutung ergibt sich aus den Überlegungen über den Verlauf der pleistozänen Schneegrenze, die nach HASTENRATH (1963 a, 1968 a) in der Sierra Nevada Mexikos um 4000 m NN oder noch höher anzusetzen ist. Im Gebiet des Chirripó wird sie auf 3500 m NN festgesetzt.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchung muß die pleistozäne Schneegrenze in der Sierra Nevada Mexikos zeitweise wesentlich tiefer gelegen haben; selbst die nacheiszeitliche orographische Schneegrenze der MIV-Vergletscherung verlief an den Vulkanen Mexikos an deren Nord- und Nordwest-exponierten steilen Hängen noch in der relativ geringen Höhe von etwa 4200 m NN. Die orographisch bedingte Schneegrenze liegt heute in etwa 4750 m NN an den Nord- und Nordwesthängen. Würde man nun nach dem Schema von HASTENRATH die eiszeitliche Schneegrenze im Bereich der mittelamerikanischen Landbrücke um einige 100 m erniedrigen, dann müßten die Vulkane Tacaná und Tajumulco ebenfalls Gletscherspuren aufweisen, vorausgesetzt, sie hatten im Jungpleistozän bereits ihre heutige Höhe. Nimmt man unter den gleichen Voraussetzungen eine Erniedrigung der holozänen Schneegrenze zur Zeit der MIV-

Moränenbildung an, dann würde diese auch noch den Gipfelbereich des Chirripó erfassen bzw. als orographische Schneegrenze die nordexponierten Hänge. Dennoch ist fraglich, ob es in dieser Zeit zur Bildung von Dauerschnee oder gar Kargletschern kam, da man in Costa Rica in etwa 10° n. Br. mit einem verringerten Einfluß der Exposition auf die orographische Schneegrenzbildung rechnen muß. Außerdem können Unterschiede in der Bewölkung die Anhäufung größerer Schneemassen verhindern oder begünstigen. So kann nämlich auch hier – wie bereits an den Vulkanen Mexikos gezeigt wurde – die advektive Wolkenbildung am späten Vormittag während des Sommers an den Nord- und Westhängen eine verhältnismäßig geringe Ablation bei gleichzeitig starken Niederschlägen zur Folge haben (vgl. auch WEISCHET 1969b). Doch die hier berührten Fragen lassen sich erst klären, wenn spezielle Untersuchungen in den hohen Gebirgen Zentralamerikas eine Unterscheidung der Glazialformen hinsichtlich verschiedener Vergletscherungen gestatten.¹⁹

6.2. SPUREN EINER FRÜHEREN VERGLETSCHERUNG IN DEN KOLUMBIANISCHEN UND VENEZOLANISCHEN ANDEN

Genauere Untersuchungen der pleistozänen und holozänen Vergletscherung liegen für die Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens vor (VAN DER HAMMEN et al. 1960; VAN DER HAMMEN 1968; OPPENHEIM 1940; RAASVELDT 1957; GANSSER 1955; BARTELS 1970; WILHELMY 1957; WOOD 1970). Allerdings kommen die Autoren zu verschiedenen Ergebnissen hinsichtlich der Datierung verschiedener nachgewiesener Gletschervorstöße.

Die zeitlichen Bestimmungen der einzelnen Moränenstaffeln beruhen auf glazialgeologischen, morphologischen sowie pedologischen Beobachtungen, die die einzelnen Autoren verschieden interpretieren. Werden die Ergebnisse zusammengefaßt, so zeichnen sich drei Moränengruppen ab. Eindeutig als Moränen ausgewiesen sind die Wälle in Höhenlagen zwischen 3400 und 4000 m NN. Zwischen diesen und den nur wenige 100 m von den rezenten Gletscherenden entfernten Endmoränenkränzen sollen nach BARTELS (1970) verschiedene Rückzugsstadien zu finden sein.

Ein Vergleich mit den glazialmorphologischen Verhältnissen in Mexiko läßt folgende Parallelisierung zu unter der Voraussetzung, daß die Ursachen der Gletschervorstöße in Mexiko und Kolumbien gleich, d. h. klimatisch bedingt sind und sich gleichzeitig auswirkten, und unter der Annahme, daß die klimatische Schneegrenze, die heute sowohl in Mexiko wie auch in der Sierra Nevada de Santa Marta um 5000 m NN liegt (vgl. LÖFFLER 1968; TRICART 1971), um gleiche oder annähernd gleiche Beträge gesenkt war. Die pollenanalytischen Untersuchungen von VAN DER HAMMEN (1968) ergaben, daß die jungpleistozäne und holozäne Klimaentwicklung Kolumbiens erstaunliche Parallelen in zeitlicher Hinsicht zu Nordamerika und Europa zeigt. In diesem Zusammenhang von Bedeutung ist die Feststellung, daß kühle und feuchte Phasen, die eine größere junge Vergletscherung in Kolumbien bewirken konnten, im ausgehenden letzten Glazial auftreten. Aber auch kurz vor der Zeitenwende ist ein feucht-kühlerer Klimaabschnitt nachgewiesen, sowie ein Absinken der Temperaturen bei gleichzeitiger Feuchtigkeitszunahme in geringem Ausmaß in den jüngsten Abschnitten der Pollendiagramme. Die pollenanalytisch gewonnenen Erkenntnisse über die Klimaentwicklung ergänzen die glazialmorphologischen Beobachtungen in der Sierra Nevada de Santa Marta. Die subrezent (BARTELS 1970) End-

¹⁹ Jüngst konnte HASTENRATH (frdl. schr. Mitt. 1973) in der Cordillera de Talamanca von Costa Rica zwei Moränengruppen klar unterscheiden; die höhergelegenen Moränen sind die jüngeren. Eine Datierung derselben war nicht möglich.

moränen unmittelbar unterhalb der heutigen Gletscher sind sicherlich Bildungen des jüngsten, weltweiten Gletschervorstoßes im vergangenen Jahrhundert; damit sind sie analoge Bildungen zu den MV-Moränen der mexikanischen Vulkane, was die absolute Höhenlage, die Lage zum rezenten Gletscherende, die Größe und die frische Form der Moränen bekräftigen (vgl. auch CLAPPERTON 1972). Verschiedene kleinere Moränenwälle, die Rückzugsstadien (BARTELS 1970) anzeigen, befinden sich unterhalb der jüngsten Moränen. Vielleicht sind es Ablagerungen der Neoglaciation, die klimatisch auch für Kolumbien durch VAN DER HAMMEN (1968), GONZALEZ et al. (1965) und VAN DER HAMMEN und GONZALEZ (1963, 1964, 1965) nachgewiesen wird, und entsprechen somit den MIV-Moränen der mexikanischen Vulkane, die ja ebenfalls morphologisch nur wenig hervortreten. Die bis zu 100 m hohen, wenig erodierten und zum Teil recht frischen Moränenwälle in 3400-4000 m NN lassen sich aufgrund ihrer jungen Formen durchaus einem spätglazialen, feucht-kühlen Klimaabschnitt zuordnen, was auch RAASVELDTs Untersuchungen belegen, der diese Moränen ins Spätglazial datiert. Möglicherweise lassen sie sich mit den MIII-Moränen Mexikos gleichsetzen, die ebenfalls in gleicher Höhenlage, ähnlicher morphologischer Ausbildung und derselben Beziehung zu den jüngeren Moränenkomplexen (Rückzugsmoränen – subrezente Moränen einerseits, MIV- und MV-Moränen andererseits) anzutreffen sind. Vielleicht sind in den zuletzt genannten Moränen der Sierra Nevada de Santa Marta auch noch die MII-Moränen Mexikos mit vertreten.

WILHELMY (1957) erwähnt rißzeitliche Moränen in den kolumbianischen Anden, deren Material gegenüber den jüngeren, höher liegenden Moränen stark verwittert ist. Genauere Angaben zur Datierung dieser Moränen macht WILHELMY nicht. Allein aufgrund der Tatsache, daß sowohl die MI-Moränen Mexikos wie auch die rißzeitlichen Moränen der Sierra Nevada de Santa Marta gegenüber den jeweils jüngeren Moränen sehr stark verwittert sind, bis in Höhenlagen weit unterhalb 3000 m NN auftreten und zwischen diesen älteren Moränen und den nächstjüngeren (MII und MIII in Mexiko, Moränen in 3400-4000 m NN in Kolumbien) keine weiteren Moränenbildungen mehr beobachtet worden sind, darf noch nicht angenommen werden, daß die genannten glazialen Ablagerungen zeitgleich hinsichtlich ihrer Entstehung sind. Hier müssen Feldstudien weiteres Material liefern.

Über die spätquartäre Glazial- und Vegetationsabfolge eines Tales in der Sierra Nevada del Cocuy in Kolumbien berichten GONZALEZ et al. (1965) in einer Studie, deren Ergebnisse hier kurz diskutiert werden sollen. Aufgrund umfangreicher Pollenanalysen und ¹⁴C-Datierungen geben die Autoren eine Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung während der letzten 13000 Jahre. Um 12000 und zwischen 11000 und 10000 Jahre B.P. war die Grenze Páramo/Wald stark herabgedrückt; am höchsten lag diese Grenze um 3000 Jahre B.P., danach sank sie wieder ab. Wenn auch keine absolute Übereinstimmung mit der anhand glazialmorphologischer Kriterien erarbeiteten Klimakurve für Mexiko (vgl. Abb. 36) besteht, so ist doch bemerkenswert, daß das Spätpleistozän durch markante und auch relativ kurze Klimaänderungen sowohl in Mexiko als auch in Kolumbien charakterisiert wird. Den von GONZALEZ et al. (1965) nachgewiesenen und mit der Älteren Dryaszeit Europas parallelierten kälteren Klimaabschnitt um 12000 Jahre B.P. kann man mit der MII-Vergletscherung Mexikos in Verbindung bringen, den kühleren Klimaabschnitt zwischen 11000 und 10000 Jahre B.P., den GONZALEZ et al. (1965) mit der Jüngeren Dryaszeit Europas parallelisieren, jedoch nicht mit der MIII-Vergletscherung der mexikanischen Vulkane. Ob diese Abweichung auf die Unvollkommenheit der verschiedenen ¹⁴C-Datierungen (vgl. STAPOR et al. 1973) zurückzuführen ist und/oder das Vorrücken der mexikanischen Gletscher am Ende einer kälteren Phase bzw. während eines allgemeinen weltweiten Temperaturanstiegs, kann vorerst nicht entschieden werden.

GONZALEZ et al. (1965) versuchen, verschiedene fluvioglaziale Schotterkörper (glacial drift bodies) sowie Endmoränen mit den Pollendiagrammen zu korrelieren. Auch hier kann vorerst zwischen den glazialen Bildungen Mexikos und denen der Sierra Nevada del Cocuy keine Beziehung hergestellt werden. Ob dem „glacial drift body I“ von GONZALEZ et al. das MI-Moränenstadium, dem „drift II“ das MII-Stadium, dem „drift III“ das MIII-Stadium und dem „drift IV“ die MIV- und MV-Stadien Mexikos zugeordnet werden können, ist recht unsicher. Hinsichtlich einer Parallelisierung der von GONZALEZ et al. (1965) genannten Moränen Nr. 1 bis 4 mit Moränen Mexikos lassen sich keine Aussagen machen; die Moränen Nr. 1 bis 4 der Sierra Nevada del Cocuy befinden sich in Höhen zwischen 3900 und 4400 m, und es hat den Anschein, daß es sich um verschiedene Bildungen des Holozäns handelt; demnach wäre die Datierung der Moränen durch GONZALEZ et al. zumindest teilweise zu alt. Diese Annahme erklärt sich aus der unsicheren Korrelierung der Moränen mit den Pollendiagrammen sowie den Beobachtungen über Moränen bis 3200 m Höhe, die nur wenig oder mäßig von der Erosion zerschnitten sind und durchaus aufgrund der Höhenlage mit den MIII-Moränen Mexikos vergleichbar sind, und solchen Moränen bis in 2700 m Höhe, die wesentlich stärker verwittert und abgetragen worden sind und eventuell den MII-Moränen Mexikos entsprechen könnten. Untersuchungen aus dem nicht weit entfernten nordöstlichen venezolanischen Anden können diese Vermutungen zur Zeit auch noch nicht endgültig bestätigen.

Aus diesem Gebiet, in dem SIEVERS (1888), JAHN (1925) und ROYO Y GOMEZ (1959) die Spuren älterer Vergletscherungen untersuchten, beschreibt SCHUBERT (1970, 1972 a, b + d, 1973) verschiedene glaziale und periglaziale Bildungen. Eine vorläufige Stratigraphie unterscheidet zwei Moränenstadien unterschiedlichen Alters, die jedoch beide noch dem Wisconsin angehören. Die unteren Moränenbildungen in 2600 bis 3000 m Höhe sollen möglicherweise 14000 bis 13000 Jahre alt sein, die jüngeren Moränen in 3000 bis 3600 m Höhe älter als 8800 Jahre B.P. (wahrscheinlich älter als 10000 Jahre B.P.). Obgleich man geneigt ist, aufgrund der Altersstellung der venezolanischen Moränen durch SCHUBERT (1970, 1972 a + d) eine Korrelierung mit den mexikanischen Moränenstadien herzustellen – die älteren Moränen SCHUBERTs könnten nach Alter und Höhenlage den MII-Moränen entsprechen, die jüngeren den MIII-Moränen –, soll vorerst darauf verzichtet werden. Daß aber kein Zweifel an dem spätglazialen Alter der Moränen in Venezuela besteht, geht klar aus SCHUBERTs Ausführungen hervor und bekräftigt damit die oben geäußerte Vermutung, daß auch in Kolumbien spät-Wisconsin-zeitliche Moränen vorliegen (vgl. auch HEINE 1973 a).

GIEGENGACK et al. (1973) nennen ebenfalls zwei Vergletscherungsperioden für die venezolanischen Anden; ihre glazialzeitlichen Alters sind bis in Höhen von 3550 m zu beobachten. Ein Gletscherrückzug fand bereits vor über 12700 Jahre B.P. statt; diese Datierung stimmt recht gut mit den Angaben von SCHUBERT überein.

In jüngster Zeit finden sich immer mehr Hinweise dafür, daß die immerfeucht-tropischen Gebiete Südamerikas während der Glazialzeiten trockenere klimatische Bedingungen hatten als heute (vgl. ZONNEFELD 1968; VUILLEUMIER 1971; FLOHN 1969; VAN DER HAMMEN 1972). Die bisher vorliegenden Beobachtungen lassen zwar noch keine endgültigen Schlüsse zu, doch deutet vieles darauf hin, daß auch die Vergletscherungen in den tropischen südamerikanischen Nord-Anden nicht zur Zeit der außertropischen Hochglaziale, sondern erst gegen Ende der Glazialzeiten gebildet wurden (vgl. KHOBZI et al. 1973); eine gewisse zeitliche Phasenverschiebung zwischen den tropischen und außertropischen Vergletscherungen als Folge der Veränderungen der allgemeinen Zirkulation sowie der weltweiten Temperaturveränderungen und der damit einhergehenden Veränderungen der Niederschläge scheint sich immer klarer abzuzeichnen.

Eine Beziehung zwischen den Vergletscherungen Mexikos und den Vereisungsspuren des Jungquartärs in den südamerikanischen zentralen Anden herzustellen, ist wegen der nur lückenhaft vorliegenden Untersuchungen nicht zulässig (vgl. KINZL 1968; CLAPPERTON 1972; DOLLFUS 1973). Vor allem fehlt es bisher an zuverlässigen Datierungen der verschiedenen Gletschervorstöße in den zentralen Anden.

6.3. DIE JUNGQUARTÄRE VERGLETSCHERUNG DER ROCKY MOUNTAINS

Von den zahlreichen Arbeiten, die sich mit der ehemaligen Vergletscherung der Rocky Mountains Nordamerikas beschäftigen, sollen hier nur diejenigen von RICHMOND (1965, 1969, 1970, 1972), J. P. MILLER (1957), KAISER (1966), GRAUL et al. (1966), BIRKELAND et al. (1971) und WRIGHT et al. (1965) genannt werden. Es zeigt sich, daß für die Rocky Mountains eine detaillierte Abfolge einzelner Gletschervorstöße bzw. Rückzugsphasen für die letzte Eiszeit und das Holozän erarbeitet worden ist.

RICHMOND (1965, 1969, 1970, 1972) gibt genaue zeitliche Angaben für die Vergletscherungen der Rocky Mountains während der Wisconsin-Eiszeit und der Nacheiszeit. Aus Tabelle 6 geht hervor, daß sich gewisse Übereinstimmungen hinsichtlich einer Parallelisierung der Gebirgsvergletscherung Mexikos mit derjenigen der Rocky Mountains abzeichnet. So können vorerst folgende Beziehungen angenommen werden: Der MI-Gletschervorstoß an den mexikanischen Vulkanen entspricht dem Late stade der Bull Lake Glaciation (RICHMOND 1965), bzw. dem Bull Lake/Pinedale interval (RICHMOND 1970). Damit fällt die MI-Vergletscherung in eine Zeit relativ günstiger Temperaturbedingungen, d. h. in eine Phase mit vermutlich starker Meridionalzirkulation bzw. mit vermehrten Niederschlägen für Mexiko. Die Beobachtung, daß der Lake Bonneville in der Zeit zwischen 40000 und 30000 Jahre B.P. verschiedene Hochstände aufwies (RICHMOND 1970), fügt sich gut in das Gesamtbild ein. Für die Sierra Nevada in Kalifornien wurde eine Zeit intensiverer Abtragung, d. h. eine Zeit vermehrter Niederschläge zwischen ca. 40000 und ca. 29000 Jahre B.P. nachgewiesen (BIRKELAND et al. 1971; Tab. 6); auch hier finden sich Anhaltspunkte für eine Korrelierung der MI-Vergletscherung Mexikos mit gewissen klimamorphologischen Phänomenen in den nordamerikanischen Kordilleren.

Der fBo1-Boden kann dem Interglaciation (RICHMOND 1965) zugeordnet werden; er reicht aber noch bis in die beginnende Pinedale-Vergletscherung, deren Beginn RICHMOND (frdl. schr. Mitt. 1972) auf 23000 Jahre B.P. datiert.

Die MII-Moränen fallen mit dem Ende des Middle Stade der Pinedale-Vergletscherung zusammen (RICHMOND 1965), bzw. mit dem von verschiedenen Vorstößen gekennzeichneten Eistrückzug der Pinedale-Vergletscherung, der in den mittleren und südlichen Rocky Mountains um 13500 Jahre B.P. beginnt und um 12000 Jahre B.P. abgeschlossen ist (RICHMOND 1972). Auch hier läßt sich wieder deutlich eine zeitliche Verschiebung der mexikanischen Vergletscherung gegenüber der nordamerikanischen in den Rocky Mountains erkennen (vgl. auch Chart B bei BIRKELAND et al. 1971). Die MII-Vergletscherung Mexikos erfolgte also zu einer Zeit, als in den Rocky Mountains einige kleinere Gletscheroszillationen das Ende der Pinedale-Vergletscherung anzeigen und nach HAMILTON (1973) in Nordalaska die full glacial conditions beendet waren. Im Bereich der zentralen Vereinigten Staaten fällt die MII-Vergletscherung mit dem Ende des Woodfordian der Wisconsin-Vereisung zusammen (FRYE 1973; WRIGHT 1971), im Staat Washington mit dem Ende der Fraser Glaciation (HEUSSER 1973 a).

Der fBo2-Boden entspricht dem Interstade zwischen 12000 und 10000 Jahre B.P. (RICHMOND 1965), bzw. zwischen 12000 und 11000 Jahre B.P. (RICHMOND 1970, 1972). Auch er gehört teil-

Tabelle 6: Korrelierung der Vergletscherungen der Rocky Mountains (i. w. S.) mit der Stratigraphie des Jungquartärs im zentralmexikanischen Hochland.

Tabla No. 6: Correlación de las glaciaciones de las Montañas Rocallosas en EEUU con la estratigrafía del Cuaternario Superior en el Altiplano Central Mexicano.

¹⁴ C — Jahre B. P. x 10 ³	RICHMOND Rocky Mountains			HEUSSER 1973 a Washington	HAMILTON 1973 Alaska	BIRKELAND et al. 1971 Sierra Nevada Kalifornien	FRYE 1973 Zentral USA	HEINE Mexiko
	1965	1970	1972					
	Gannett Peak Stade		Neoglaciation			Matthes-Moräne Moräne o. Namen		MV
1			Neoglaciation					
2	Temple Lake Stade		Neoglaciation	Neo- glaciation		Recess Peak- Moränen		MIV
3			Neoglaciation					
4			stärkere Abtragung					
5	Altithermal interval			Hypsi- thermal				
6			Altithermal- interval					
7						Moränen o. Namen		fBo3-Boden
8	Late					Boden		
9	Stade						Valderan	
10		Late	2—3 Gletscher- vorstöße	Sumas Stade	late glacial conditions	Hilgard-Moränen		2. Vorstoß MIII 1. Vorstoß
11	Interstade	Inter- stadial soil		Everson Interstade			Two Creek- und Brady-Boden	fBo2-Boden
12								MII
13								
14	Middle	Middle		Vashon Stade (Fraser Glaciation)	full			
15	Stade	Stade	Pinedale		glacial conditions		Woodfordian	
17								
19								
21	Interstade	Soil				Tioga-Moränen		
23	Early Stade	Early Stade				Tenaya- Moränen		fBo1-Boden
25							Farmdale- Boden	
27								
29	Inter- glaciation	Loess						
31								
33		Alluvial and fluvio- glacial Sediments					Altonian	MI
35	Late					Erosion	(bis 75 000 Jahre B. P.)	
37	Stade							
39	(2nd episode)							
41	Bull Lake Glaciation	Bull Lake/ Pinedale Soil				Boden		
						Tahoe-Moränen (bis ~ 60 000 Jahre B. P.)		• = stratigraphisch relevante ¹⁴ C-Daten (vgl. HEINE 1973 c).

weise – wie bereits beim fBo1-Boden gezeigt – der nachfolgenden kalten Phase an, die eine erneute merkliche Abkühlung in Nordamerika verursachte (vgl. RICHMOND 1972; HEUSSER 1973 a + b; FRYE 1973; MERCER 1972).

Die MIII-Moränen fallen mit dem Late Stade der Pinedale-Vergletscherung zusammen, die zwei (möglicherweise drei) kleinere Eisvorstöße zwischen 10500 und 8500 Jahre B.P. (frdl. schr. Mitt. RICHMOND 1972), bzw. zwischen 11000 und 9000 Jahre B.P. (RICHMOND 1972) in den mittleren Rocky Mountains charakterisieren. In Alaska herrschten zu dieser Zeit noch late glacial conditions (HAMILTON 1973), und in Washington schmilzt das Eis der Sumas Stade-Gletscher ab (HEUSSER 1973 a).

Der fBo3-Boden wurde gebildet, als die mittleren Rocky Mountains bereits keine Vergletscherung mehr aufwiesen. Er kann dem Altithermal interval (RICHMOND 1965, 1972) zugeordnet werden, das in den mittleren und südlichen Rocky Mountains schon um 8500 Jahre B.P. beginnt.

Jüngere Untersuchungen zeigen, daß das Neoglaciation in manchen Gebieten bereits um 5000 Jahre B.P. (oder schon früher) beginnt (RICHMOND 1972; HEUSSER 1973 a; MAHER 1973; IRWIN-WILLIAMS et al. 1970; BIRKELAND et al. 1971). Bisher konnten keine Moränen in den mexikanischen Vulkangebirgen aus der Zeit zwischen ca. 9000 und ca. 2000 Jahre B.P. aufgefunden werden.

Die MIV-Moränen fallen mit dem Temple Lake Stade der Neoglaciation (RICHMOND 1965) zusammen. RICHMOND (1972) unterscheidet drei Gruppen von Gletschervorstößen während des Neoglaciation in den Rocky Mountains; sehr wahrscheinlich entsprechen die MIV-Moränen der mittleren Gruppe (1850-950 Jahre B.P.); sie können eventuell den Recess Peak-Moränen der Sierra Nevada Kaliforniens gleichgestellt werden (vgl. BIRKELAND et al. 1971), die zwischen 2000 und 1000 Jahre B.P. gebildet sein sollen. Dendrochronologische Untersuchungen in den White Mountains in Kalifornien (LaMARCHE 1973) ergaben kühle Perioden um 5000, von 3100 bis 2200 und von 1400 bis 100 Jahre B.P.; die kühle Phase zwischen 3100 und 2200 Jahre B.P. wird mit dem frühen Temple Lake Stade der Rocky Mountains und dem Recess Peak Stade der Sierra Nevada korreliert (LaMARCHE 1973), die kühle Phase zwischen 1400 und 100 Jahre B.P. mit einem Gletschervorstoß ohne Namen sowie dem Matthes Stade in der Sierra Nevada und in den Rocky Mountains mit dem Audubon („Arikaree“) Stade sowie dem Gannett Peak Stade.

Mit dem zuletzt genannten Gannett Peak Stade lassen sich die Moränen der MV-Vergletscherung korrelieren. Sie entsprechen damit Matthes-Moränen der Sierra Nevada (vgl. LaMARCHE 1973; BIRKELAND et al. 1971).

Eine genaue zeitliche Korrelierung der verschiedenen Gletschervorstöße der Rocky Mountains i. w. S. mit den Oszillationen des nordamerikanischen Inlandeises bereitet auch heute immer noch große Schwierigkeiten (vgl. KAISER 1966; BIRKELAND et al. 1971; WRIGHT 1971; FRYE 1973; REEVES 1973; STALKER 1973; HAYNES 1971 u. a.). Sicherlich sind daran nicht nur die Ungenauigkeiten der ^{14}C -Datierungen schuld (STAPOR et al. 1973). Man geht wohl nicht fehl mit der Annahme, daß sich die warmen alpinen Gletscher der Rocky Mountains hinsichtlich verschiedener Klimaeinflüsse anders verhielten als die große Inlandeismasse (= kalter Gletscher) im nordöstlichen Teil des nordamerikanischen Kontinents. Hinzu kommt der Umstand, daß das subglaziale Relief, sowie viele geophysikalische Faktoren (Eismächtigkeit, Eiswärmehaushalt etc.) bei einer Inlandvereisung eine ebenso bedeutende Rolle spielen können wie klimatische Faktoren (vgl. auch ANDREWS 1973). Es muß beispielsweise daran gedacht werden, daß durch Eisausbrüche (surges) verschiedene Eisrandloben der Inlandvereisung plötzlich – und unabhängig von klimatischen Einflüssen – vorrücken können; derartige Vorstöße (vgl. WRIGHT 1971) müssen nicht synchron zu den Gletscherbewegungen der Rocky Mountains ablaufen.

Ein Vergleich der Gletscherbewegungen im Bereich der mexikanischen Vulkane, wie er beschrieben wurde, mit dem Verhalten der Eisloben des nordamerikanischen Inlandeises ist daher wenig sinnvoll und soll hier unterbleiben.

Außerdem muß festgestellt werden, daß auch bei der Korrelierung der mexikanischen Vergletscherungsphasen mit denen der Rocky Mountains gewisse Schwierigkeiten auftreten. So ist es beispielsweise nur z. T. möglich, die für die Sierra Nevada Kaliforniens nachgewiesenen Moränenbildungen mit denen Mexikos zu parallelisieren; das mag aber in erster Linie an der ungenauen Datierung der Moränen in der Sierra Nevada liegen (vgl. BIRKELAND et al. 1971). Eine paläoklimatische Ausdeutung der Sedimente in marinen Becken vor der Küste Kaliforniens weisen dagegen eine gute Übereinstimmung zu den für Mexiko erarbeiteten Ergebnissen auf (vgl. GORSLINE et al. 1973). Auch bei der Korrelierung der drei kühlen bzw. feuchten Phasen der Neoglaciation bestehen Unklarheiten; so ist nicht sicher, ob die MIV-Vergletscherung dem mittleren Neoglaciation der Rocky Mountains entspricht; wenn das der Fall ist – wie vermutet wird –, so fehlen bisher für Mexiko Spuren für den ältesten kühlen und/oder feuchten Abschnitt des Neoglaciation. Ob hier nur eine Beobachtungslücke vorliegt oder ob dieser Klimaabschnitt in Mexiko glazialmorphologisch nicht nachweisbar ist, läßt sich vorerst nicht entscheiden. Da bisher keine zuverlässigen Pollenanalysen aus der fraglichen Zeit vorliegen, kann auch nicht die Palynologie diese Frage hinreichend beantworten (vgl. OHNGEMACH 1973).

7. DIE JUNGQUARTÄRE KLIMAENTWICKLUNG MEXIKOS IM WELTWEITEN VERGLEICH

In diesem Kapitel soll versucht werden, die Klimaentwicklung im Jungquartär – wie sie für Mexiko erarbeitet wurde – mit den Forschungsergebnissen aus anderen Gebieten der Erde zu vergleichen. Dabei kommt es weniger auf eine vollständige Auswertung der vorliegenden Literatur an, als vielmehr auf Hinweise auf einige wichtige Arbeiten der letzten Jahre. Auch sollen bei dem Vergleich in erster Linie die tropischen und subtropischen Bereiche Berücksichtigung finden. Das Problem Glazialzeit – Pluvialzeit (vgl. MESSERLI 1966, 1967) rückt damit in den Mittelpunkt der Betrachtungen. FAIRBRIDGE (1965, 1972) hat dieses Problem wiederholt aufgegriffen. Heute ist es möglich, mit Hilfe der absoluten Altersbestimmungen durch ^{14}C weltweite Vergleiche auf chronostratigraphischer Basis vorzunehmen (vgl. BRAY 1972; DANSGAARD et al. 1972; DENTON et al. 1973; DREIMANIS & RAUKAS 1973; DREIMANIS & KARROW 1972; FAIRBRIDGE 1972, 1973; MERCER 1972; MÖRNER 1972a + b, 1973a + b; TAILLEFER 1973; ZUBAKOV 1969; KRASNOV 1973; RAUKAS et al. 1972; MINATO 1972 u. a.).

Für Mexiko wurde oben gezeigt, daß sich das Klima des Jungquartärs in Abschnitte mit kalt-trockenem, kühl-feuchtem und warm-semiaridem bis -semihumidem Charakter unterteilen läßt. Allein daraus geht hervor, daß die Veränderungen der Temperatur und die Veränderungen der Humidität unabhängig voneinander verlaufen können. Die gleichen Beobachtungen sind von vielen anderen Autoren beschrieben worden (vgl. Tab. 7; VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972; FAIRBRIDGE 1972, 1973).

Aus dem Bereich des tropisch-subtropischen Mittel- und Südamerikas liegen nur wenig Angaben mit absoluten Datierungen vor, die verschiedene Klimaabschnitte erkennen lassen. Für Nordvenezuela nennt BRYAN, A. L. (1973) zwei feuchte Phasen zwischen 9650-10290 und zwischen 12580-14010 Jahre B.P. (vgl. Tab. 7). Die Datierung der Moränen in den venezolanischen Anden durch SCHUBERT (1972, 1973) läßt sich mit den von BRYAN genannten feuchten Phasen in etwa korrelieren. Die von GONZALEZ & VAN DER HAMMEN (1965) aus den kolumbianischen Anden beschriebenen Moränen sollen in diesem Zusammenhang nicht weiter diskutiert werden, da ihre Datierung recht unsicher ist (vgl. Kapitel 6.2.). Ohne genaue absolute Altersangaben sind verschiedene Beobachtungen über ein recht trockenes und kühleres Klima im nördlichen Südamerika, so von PEETERS (1973) und ROA MORALES (1973) für Venezuela, von ZONNEFELD (1968) und DAMUTH & FAIRBRIDGE (1970) für Nord-Südamerika und den karibischen Raum, von VAN DER HAMMEN (1968, 1972) für Kolumbien und das Amazonasbecken (vgl. auch VUILLEUMIER 1971), von KHOBZI et al. (1973) für Kolumbien. GARNER (1959), DOLLFUS (1973), PASKOFF (1971) und HASTENRATH (1971a + b) geben keine genauen Datierungen für den tropisch-subtropischen Andenraum, die sich in der Tabelle 7 verwenden ließen. Nur CLAPPERTON (1972) nennt einige Daten aus Peru. Aus dem chilenischen außertropischen Bereich legen HEUSSER (1973) aufgrund pollenanalytischer Befunde und LAUGENIE et al. (1973) aufgrund glazialgeologischer Beobachtungen detaillierte Ergebnisse vor, die auch paläoklimatologisch ausdeutbar sind.

Eine vorsichtige zusammenfassende Ausdeutung der Befunde läßt folgenden Trend erkennen: Im außertropischen Südamerika (Chile) werden die maximalen Gletschervorstöße auf ca. 36 000 und ca. 14 500–14 000 Jahre B.P. datiert (LAUGENIE et al. 1973; HEUSSER 1973), im Bereich der tropischen Anden (Kolumbien) vor über ca. 12 000 Jahre B.P. (SCHUBERT 1973; GIEGENGACK 1973), daneben gibt es aber auch hier noch bedeutende jüngere Gletschervorstöße. In Mexiko schließlich stießen die Gletscher vor ca. 34 000–32 000 und vor ca. 12 100 Jahre B.P. vor; jüngere Vorstöße folgen – wie in den Anden – auch in Mexiko. Es stellt sich heraus, daß im außertropischen Südamerika die maximale Eisausdehnung auch fast mit der maximalen Temperaturabsenkung zusammenfällt oder doch zumindest unmittelbar bei der allgemeinen weltweiten Temperaturverbesserung eintritt. Für das Gletscherwachstum waren dort demnach die kalten und sicherlich auch relativ feuchten Klimaverhältnisse verantwortlich. Im tropischen Bereich Südamerikas, wo während des Maximums der letzten Vereisung der Nordhalbkugel ein relativ trockenes und kühles Klima herrschte, rückten die Gletscher sehr wahrscheinlich erst dann am weitesten vor, als mit der weltweiten Erwärmung auch wieder eine Zunahme der Niederschläge erfolgte; diese Verhältnisse traten in den tropischen Anden erst nach der maximalen Eisausdehnung in Chile ein. In den tropisch-subtropischen Trockengebieten, die während der eiszeitlichen maximalen Temperaturminderung ein trockenes Klima hatten, konnte eine ausgedehnte Vergletscherung erst einsetzen, als bedeutende Niederschlagszunahmen bei bereits relativ günstigen Temperaturen die Voraussetzungen der Gletscherbildung schufen, d. h. zeitlich etwas später als im tropischen Andenbereich. Bisher liegen aber noch nicht genügend zuverlässige ^{14}C -Altersbestimmungen aus Lateinamerika vor, um diese Vermutungen auf chronostratigraphischer Grundlage zu bestätigen. Die Befunde zeigen jedoch auch jetzt schon, daß das Problem Glazialzeit – Pluvialzeit regional sehr differenziert ist und nur gelöst werden kann, wenn genügend Ergebnisse vor allem chronostratigraphischer Art vorliegen. Mit großer Skepsis sind daher vergleichende Betrachtungen beispielsweise über die Schneegrenzdepression der Letzten Eiszeit anzusehen, da hierfür oft morphologische Befunde herangezogen werden, die – wie man heute weiß – verschiedenen Alters sind.

Über die jungquartäre Klimaentwicklung im tropischen Afrika liegt eine umfangreiche Literatur vor. An dieser Stelle sollen nur einige der jüngeren Arbeiten genannt werden (vgl. Tab. 7; ADAMSON et al. 1973; AUMASSIP 1973; BUTZER & HANSEN 1972; BUTZER, ISAAC et al. 1971; FAIRBRIDGE 1965, 1972; ISAAC et al. 1972; LIVINGSTONE 1973 a + b; MALEY 1973; RICHARDSON 1972; SERVANT et al. 1972, 1973; VAN ZINDEREN BAKKER 1972; VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972, 1973; VAN ZINDEREN BAKKER & BUTZER 1973; WILLIAMS 1973; WILLIAMS et al. 1973 u. a.). Werden die Ergebnisse zusammengefaßt (vgl. dazu besonders VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972), so lassen sich folgende Feststellungen machen: In der Zeit vor ca. 30 000 bis 37 000 Jahre B.P. gab es in Afrika verschiedene Klimaschwankungen sowohl thermischer als auch hygri-scher Art. Verschiedentlich werden kürzere kalte Phasen um 33 350 (VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972), trockene oder feuchte Phasen um 33 000 Jahre B.P. (ebenda) oder mehrere kalte und warme, bzw. feuchte und trockene Abschnitte in dem genannten Zeitraum angegeben. In diese Zeit fällt die MI-Vergletscherung Mexikos, die mit relativ feuchten und auch kühlen Klimaverhältnissen in Verbindung gebracht wird. Daß hier keine allgemeine Übereinstimmung der mit Hilfe der ^{14}C -Bestimmungen gewonnenen Datierungen vorliegt, ist bei Berücksichtigung der möglichen Fehlerquellen dieser Methode nicht verwunderlich. Mit der Datierung der MI-Moränen in Mexiko stimmen jedoch viele andere paläoklimatische Befunde annähernd überein; so nennt KIND (1972, 1973) für Sibirien um 33 000–31 000 Jahre B.P. eine besonders kalte Phase, KLEIN (1971) für den gleichen Raum diese kalte Phase etwas früher; TERASMAE (1973) findet in

Tabella 7: Die jungquartäre Klimaentwicklung Mexikos im weltweiten Vergleich

Tabla No. 7: Desarrollo climático del Cuaternario Reciente en México, y su comparación con el clima de todo el mundo.

100 Jahre B. P. x 10 ³	HEINE	A. L. BRYAN	SCHUBERT	GONZALES & VAN DER HAMMEN	SERVANT et al.	A. J. WILLIAMS	AU-MASSIP	MALEY	ISAAC et al.	LIVING-STONE	VAN ZINDEREN BAKKER et al.	ADAM-SON	LEROI-GOURHAN	FAIR-BRIDGE	SINGH	G. E. WILLIAMS	BOWLER 1973 a	BOWLER 1973 b	COSTIN	HOPE	PETERSON et al.	COLIN-VAUX	100 Jahre B. P. x 10 ³
1	Moräne V Mexiko	Venezuela	Venezuela (Ariden)	Moräne 4	trocken										feucht								1
2	Moräne IV Mexiko			Moräne 3	feucht	kühler	trockener								trocken				kälter				2
3					feucht		warm								feucht		trocken						3
4					feucht	warm	sehr feucht								feucht								4
5					feucht	kalt									relativ feucht								5
6	(Bod.)-Boden				feucht										relativ feucht								6
7					trocken										relativ feucht								7
8					trocken										feucht								8
9	Moräne III	trocken		Moräne 2	kalt u. feucht										feucht								9
10	Moräne II	feucht	Moräne	Moräne 1	trocken	feucht	relativ feucht								feucht		feucht			Gletscher-ärmung		feucht	10
11	Bod.-Boden	trocken			trocken		Erwärmung								trocken		relativ warm und feucht				Moräne	trocken	11
12	Moräne II	feucht			kalt u. feucht		Erwärmung								feucht		relativ warm und feucht						12
13		feucht	Moräne		trocken										feucht						Gletscher-ärmung		13
14	kalt	trocken			trocken										feucht								14
15		trocken			trocken (und kalt?)										feucht								15
17															feucht								17
19															feucht								19
21															feucht								21
23	Bod.-Boden	relativ kalt und trocken			relativ kalt und feucht										feucht								23
25															feucht								25
27															feucht								27
29															feucht								29
31															feucht								31
33	Moräne I	feucht													feucht								33
35															feucht								35
37															feucht								37
39															feucht								39
41															feucht								41

Kanada um ca. 35 000 Jahre B.P. ebenfalls eine kalte Phase, und für Australien weist COSTIN (1972) nach, daß ab 34 000-31 000 Jahre B.P. periglaziale Abtragungsprozesse weit verbreitet waren. Überregionale Korrelierungen verschiedener Klimakurven zeigen (DREIMANIS & RAUKAS 1973; EVZEROV et al. 1972; KLEIN 1971; GEYH & ROHDE 1972; MÖRNER 1972), daß der Zeitraum zwischen rund 34 000 und 32 000 Jahre B.P. in der Tat weltweit eine Abkühlung gebracht hat, die in Europa zwischen dem Hengelo- und dem Denekamp-Interstadial anzusetzen ist.

Im tropischen Afrika ist der Zeitraum zwischen ca. 30 000-27 000 und 13 500 Jahre B.P. relativ kühl und relativ trocken, d. h. im Vergleich zur Gegenwart waren die Temperaturen niedriger und die Niederschläge geringer. Der Bereich der Sahelzone war zeitweise recht trocken und auch kalt. Diese Beobachtungen decken sich vollkommen mit den Ergebnissen dieser Arbeit. Auch in Mexiko gab es während dieser Zeitspanne keine Klimaabschnitte mit stärkeren Niederschlägen oder gar warmen Temperaturen. Nach VAN ZINDEREN BAKKER (1972) verliefen die Seespiegeländerungen aller größeren Seen des tropischen Afrikas synchron. Der Anfang pluvialer Bedingungen wird auf ca. 12 500 Jahre B.P. (VAN ZINDEREN BAKKER 1972) bzw. 13 000 (oder 13 500) Jahre B.P. (FAIRBRIDGE 1973) festgesetzt. Seespiegelhochstände waren in der Regel erst um 12 000 oder kurz nach 12 000 Jahre B.P. in Afrika erreicht (VAN ZINDEREN BAKKER 1972; SERVANT et al. 1973). Genau in diese Zeit fällt auch die MII-Vergletscherung der mexikanischen Vulkane. Man darf daher annehmen, daß die für Mexiko und für die tropischen Seen Afrikas nachgewiesene Phase mit kühlem und feuchtem Klima um rund 12 000 Jahre B.P. keine regionale Erscheinung ist, sondern charakteristisch für den äquatorwärts gelegenen Bereich der subtropischen Trockengebiete. Aus vielen Einzelbeobachtungen geht hervor (vgl. VAN ZINDEREN BAKKER 1969, 1972), daß die jungquartären Temperaturschwankungen in Afrika mit denen Europas parallel verliefen. Daraus kann gefolgert werden, daß die pluvialen Phasen in Afrika zwischen der Sahara und dem Äquator und im Hochland von Mexiko in einen Zeitabschnitt fallen, der weltweit den Übergang von kalten Temperaturen der Würm-(Weichsel- bzw. Wisconsin-)Eiszeit zu den wärmeren Temperaturen der (Bölling- und/oder) Alleröd-Zeit repräsentiert; darauf hat KLAUS (1973a+b) bereits hingewiesen, soweit es Mexiko betrifft. In diesem Zusammenhang spielt der Atlantik sicherlich eine bedeutende Rolle; die Ergebnisse von RUDDIMAN et al. (1973), die das Zurückweichen kalter polarer Wasser im Nordatlantik in Raum und Zeit während der letzten 17 000 Jahre B.P. aufhellen, lassen sich in zeitlicher Hinsicht mit den Vergletscherungsphasen in Mexiko in Beziehung bringen.

Nach dieser ersten spätglazialen pluvialen Phase folgt ein relativ trockener Klimaabschnitt zwischen rund 10 500 und 9 500 Jahre B.P. (VAN ZINDEREN BAKKER 1972; FAIRBRIDGE 1973; SERVANT et al. 1973); zwischen 10 500 und ca. 10 000 Jahre B.P. muß zudem mit kälteren Temperaturen für Afrika gerechnet werden, so daß man geneigt ist, diesen Klimaabschnitt mit der Jüngeren Dryas-Zeit Europas zu parallelisieren (VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972). Auch für Mexiko brachte der Abschnitt zwischen rund 11 000 und 10 000 Jahre B.P. ein trockeneres und zeitweise kühleres Klima.

Die zweite spätglaziale pluviale Phase beginnt im tropischen Afrika um 9 500 Jahre B.P. (VAN ZINDEREN BAKKER 1972; VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1972; FAIRBRIDGE 1973); für den Tschad-See gibt SERVANT et al. (1973) ca. 9 000 Jahre B.P. an. Aufgrund der absoluten Datierungen ist nicht sicher, ob man diese humide Phase mit der Zeit der MIII-Vergletscherung in Mexiko (zwischen ca. 10 000 und 9 000 Jahre B.P.) parallelisieren darf. Bemerkenswert ist, daß sowohl in Afrika als auch in Mexiko die zuletzt genannten Phasen mit vermehrten Niederschlägen in eine Zeit fallen, in der ein weltweiter allgemeiner Temperaturanstieg zu verzeichnen ist. Vielleicht wurden die MIII-Gletscher in Mexiko früher gebildet, weil das Verhältnis Tempe-

ratur/Niederschlag zwischen 10000-9000 Jahre B.P. für die Gletscherbildung günstiger war als während der nachfolgenden Zeit mit zunehmend wärmeren Temperaturen.

Eine dritte jungquartäre pluviale Phase weist SERVANT et al. (1973) für den Tschad-See um ca. 7000-5000 Jahre B.P. nach; diese humide Phase wird auch für viele andere Seen genannt (SERVANT et al. 1973); FAIRBRIDGE (1973) gibt die Zeit zwischen 6000 und 4500 Jahre B.P. an; für Ostafrika nennen VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE (1972) den Abschnitt zwischen 5000-4600 bis 3000 Jahre B.P. Aus Tabelle 7 geht hervor, daß diese dritte pluviale Phase nicht von allen Autoren genannt wird; oft werden auch nur alle drei (oder zwei) pluvialen Phasen zusammen dargestellt, da sie sich nicht einzeln aufgrund der bisherigen Beobachtungen ausgliedern ließen. Diese feuchte Phase konnte jedoch bisher in Mexiko nicht nachgewiesen werden.

Auch hinsichtlich der Klimaentwicklung der letzten 5000-4000 Jahre B.P. für Afrika gehen die Meinungen auseinander. Fest steht nur, daß verschiedene kleinere Schwankungen der Feuchtigkeit wie auch der Temperaturen festzustellen sind, die sich jedoch zeitlich nicht unmittelbar miteinander parallelisieren lassen. Um 2000 Jahre B.P., d. h. während der Zeit der MIV-Vergletscherung der mexikanischen Gebirge, gibt es manche Anzeichen für Klimaschwankungen. Eine Parallelisierung einzelner Angaben aus Afrika mit den Befunden für Mexiko ist nicht möglich.

Die relativ trockenen und warmen Klimaverhältnisse im Vergleich zu den gegenwärtigen in Afrika waren während der letzten zwei Jahrtausende nur geringen Schwankungen unterworfen. Die gleichen Feststellungen konnten für Mexiko gemacht werden, wo auch einerseits eine Niederschlagsabnahme in der genannten Zeit im Vergleich zu den pluvialen Phasen und andererseits eine Temperaturverminderung im Vergleich zum postglazialen Klimaoptimum stattfanden. Der im vergangenen Jahrhundert erfolgte jüngste (MV-) Gletschervorstoß läßt sich mit den weltweit nachgewiesenen maximalen Gletscherständen um 1850 A. D. parallelisieren.

Die jüngsten Untersuchungen aus Syrien und dem Libanon (LEROI-GOURHAN 1973; FERRAND 1973) ergaben ebenfalls viele Anhaltspunkte dafür, daß die Zeit zwischen ca. 25000 und 13500 Jahre B.P. recht kalt und trocken war; erst zwischen ca. 13000 und 12000 Jahre B.P. herrscht ein feucht-kaltes Klima; Seespiegelanstiege bzw. eine Gebirgsvergletscherung dürfen aufgrund der Untersuchungen von LEROI-GOURHAN (1973) und FERRAND (1973) auch im Vorderen Orient erst im Spätglazial auftreten. (Zu anderen Ergebnissen kommen allerdings KAISER 1973 und KAISER, KEMPF et al. 1973).

Die kurzen Ausführungen über einen Vergleich der Klimaentwicklung im Jungquartär des tropischen Afrikas und Mexikos zeigen sehr deutlich, daß die Klimaentwicklung viele Gemeinsamkeiten aufweist, und zwar hinsichtlich sogenannter Pluvialzeiten, d. h. Phasen, in denen in Gebirgen ein Gletscherwachstum gegeben ist und in Beckenlandschaften größere Seen entstanden sind. Eine günstige Kombination von Temperatur und Niederschlag schuf die Voraussetzungen dafür. Diese mehr oder weniger synchron ablaufenden pluvialen Phasen können für Mexiko und die afrikanischen, äquatorwärts gelegenen Bereiche der subtropischen Trockengürtel klar aufgezeigt werden. Über das Alter verschiedener Moränenstadien der Gebirge und Vulkane Afrikas gibt es bisher keine zuverlässigen Angaben. Nur vom Ruwenzori ist bekannt, daß das Gletscherabschmelzen nach der maximalen letzteiszeitlichen Eisausdehnung bereits vor über 14700 Jahre B.P. begonnen hat (LIVINGSTONE 1962). Damit zeigt sich auch im tropischen Afrika – wie schon zuvor für das tropische Südamerika vermutet – eine scheinbare Diskrepanz zwischen der maximalen Gebirgsvergletscherung und den Hochständen der verschiedenen Seen (Viktoria-See, Rudolf-See u. a.), die erst zwischen 12000 und 11000 Jahre B.P. ihre höchsten Seespiegelstände erreichten. Weiterhin ist der Befund interessant, daß im südlichen Afrika humide Phasen mit

niedrigen Temperaturen und aride Phasen mit warmen Temperaturen zusammenfallen (VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1973; VAN ZINDEREN BAKKER & BUTZER 1973) und sich damit von den Klimaverhältnissen im tropischen Afrika wesentlich unterscheiden, da die kühlen Phasen im südlichen Afrika mit kühlen Phasen im tropischen Afrika mehr oder weniger synchron verlaufen. Daraus ist einerseits ersichtlich, daß sogenannte „pluviale Bedingungen“ nicht für Korrelationen herangezogen werden dürfen (VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE 1973), und andererseits, daß optimale Bedingungen für glaziale und/oder periglaziale Prozesse im südlichen Afrika während des Maximums der letzten Eiszeit geherrscht haben müssen (wie auch in Chile), d. h. also früher als im tropischen Afrika. Weiterhin darf angenommen werden, daß die maximale Vergletscherung der Gebirge Afrikas (und auch Südamerikas) im Bereich der Zone, die auch während der gesamten letzten Eiszeit stets der äquatorialen Zone im Sinne von FAIRBRIDGE (1972) angehörte, bereits vor rund 14000 Jahre B.P. (d. h. vor der allgemeinen weltweiten Temperaturzunahme) erfolgte, während die Vergletscherung und Bildung pluvialer Seen im Bereich der Zone, die im Hochglazial der ariden Zone im Sinne von FAIRBRIDGE (1972) angehörte, erst nach ca. 13000 Jahre B.P. erfolgte.

Das Auftreten der Pluvialzeiten muß in Raum und Zeit differenziert werden. Zuverlässige Chronostratigraphien aus möglichst vielen Regionen der Erde können in Zukunft überprüfen, ob die hier angedeutete Lösung des Problems Glazialzeit – Pluvialzeit zutrifft.

Daß viele regionale Faktoren vor allem den Faktor Zeit modifizieren können, mögen einige Beispiele aufzeigen. So wird für Indien nachgewiesen (SINGH 1973; SINGH et al. 1972), daß nach relativ kühlen und sehr trockenen Klimaverhältnissen erst ab ca. 10000 Jahre B.P. eine feuchtere Phase einsetzt; hier scheinen sich nacheiszeitliche Bedingungen der atmosphärischen Zirkulation erst rund 2000 Jahre später durchzusetzen als in Afrika und Mittelamerika.

Aus Australien liegen bisher widersprüchliche Angaben über pluviale Phasen vor (vgl. WILLIAMS, G. E. 1973; BOWLER 1973 a + b). Die Beobachtungen von COSTIN (1972) in Südost-Australien ergänzen die von VAN ZINDEREN BAKKER & COETZEE (1973) und VAN ZINDEREN BAKKER & BUTZER (1973) mitgeteilten Befunde aus Südafrika, daß nämlich im außertropischen Bereich die kalten Klimaabschnitte auch relativ feucht gewesen sind. Auch die Angaben aus Neuguinea über das Abschmelzen der Gletscher (PETERSON et al. 1973; HOPE 1973; GALLOWAY et al. 1973; vgl. auch WALKER 1973) fügt sich gut in das für das tropische Afrika und Südamerika gezeichnete Bild ein; HOPE (1973) vermerkt, daß schon vor ca. 14000 Jahre B.P. das Abschmelzen der Gletscher beginnt.

Die Beobachtungen zur jungquartären Vergletscherung der hohen Vulkane auf Hawaii (GREGORY et al. 1937; STEARNS 1945; WENTWORTH et al. 1941; WENTWORTH 1956; PORTER 1973 a + b) sind in chronostratigraphischer Hinsicht noch nicht exakt genug ausgearbeitet, so daß dieses interessante Gebiet in die vorliegende Betrachtung nicht einbezogen werden kann. Für die Galapagos-Inseln weist COLINVAUX (1972) aride Verhältnisse während des letzten Hochglazials nach; erst vor ca. 10000 Jahre B.P. wird das Klima wesentlich feuchter und führt zur Bildung eines Kratersees.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die im mexikanischen Hochland erarbeiteten Ergebnisse zur jungquartären Klimaentwicklung sich gut in das allgemeine Bild einfügen lassen, das von der weltweiten Klimaentwicklung für den genannten Zeitraum besteht. Aufgrund der heute bereits vorliegenden detaillierten Chronostratigraphien aus verschiedenen Gebieten der Erde, vor allem aber der Tropen, kann auch aufgezeigt werden, wie das Problem Glazialzeit – Pluvialzeit i. w. S. einer Lösung nähergebracht werden kann.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Gegenstand der Untersuchung sind die jungpleistozänen und holozänen Gletscherspuren an den höchsten Vulkanen der Cordillera Neovolcánica Mexikos.

Am 4461 m hohen Malinche-Vulkan sind vier Gletschervorstöße nachzuweisen, die durch Moränen, Gletscherschrammen und periglaziale Ablagerungen (Sander, Periglazialschutt, Warven), sowie durch Kryoturbationen gekennzeichnet sind. Die Sedimente der einzelnen Gletschervorstöße sind durch vulkanische Brekzien, Aschen- und Bimslagen, fluviatile Schotter, äolische, lößartige Ablagerungen, Schlammströme und verschiedene fossile Böden voneinander getrennt. Die stratigraphische Einordnung der glazialen und periglazialen Sedimente erfolgt anhand tephrochronologischer und paläopedologischer Beobachtungen. Einige ^{14}C -Altersbestimmungen an fossilen Böden und Holzkohle ergänzen die Geländestudien.

An der Malinche reichte der älteste Gletschervorstoß am weitesten talwärts. Er fällt in die Zeit zwischen ca. 34000 und 32000 Jahre B.P. Um 26000 bis 21000 Jahre B.P. erfolgt eine intensive Bodenbildung. Erst um 12100 Jahre B.P. rücken die Gletscher des zweiten nachweisbaren Vorstoßes vor; kurz darauf ziehen sie sich wieder zurück. Ein dritter, durch zwei einzelne Phasen gekennzeichnete Gletschervorstoß erfolgt vor rund 9000 bis 10000 Jahren B.P. Eine intensive Bodenbildung schließt sich an. Im Holozän rücken die Gletscher während des Temple Lake Stade der Neoglaciation erneut vor (ca. 2000 Jahre B.P.).

Die jungpleistozänen Vergletscherungen bildeten an der Malinche lange Talgletscher aus, die bis zu einer Höhe von 2550 m NN reichten. Im Holozän beschränkte sich die Vergletscherung der Malinche auf den Nord- und Westhang in Gestalt kleiner Hanggletscher.

In der Sierra Nevada (Popocatepetl, 5452 m, und Iztaccíhuatl, 5286 m) sind außer den vier genannten Vergletscherungen die Spuren eines weiteren fünften Gletschervorstoßes zu finden. Die rezenten Gletscher reichen dort bis 4700 m NN an den Nord-, West- und Osthängen.

Die Glazialspuren der Sierra Nevada können mit denen der Malinche parallelisiert werden; dadurch können die einzelnen Gletschervorstöße noch besser datiert werden. Der vierte Gletschervorstoß ereignete sich vor ca. 2000 Jahren B.P., der fünfte zu Beginn des 19. Jahrhunderts; bis zu vier Rückzugsmoränen belegen das etappenweise Zurückschmelzen der Gletscher seit etwa 1890.

Am Pico de Orizaba (5670 m) sind ebenfalls die vier jüngsten der fünf Gletschervorstöße nachgewiesen. Die weniger hohen Vulkanmassive des Cofre de Perote (4282 m), Nevado de Toluca (4690 m), Nevado de Colima (4180 m), sowie einige kleinere Vulkanbauten sind stets seit dem Temple Lake Stade der Neoglaciation gletscherfrei gewesen. Die einzelnen älteren Gletschervorstöße lassen sich zum Teil auch dort wiederfinden.

Die Forschungsergebnisse erlauben eine ziemlich genaue Datierung der Vergletscherungen. Es zeigt sich, daß die Datierungsversuche für die Moränen der Iztaccíhuatl von DE TERRA et al. (1949) und WHITE (1962a + b) revidiert werden müssen.

Eine paläoklimatische Ausdeutung der morphologischen Indizien ergibt neue Erkenntnisse über die Klimaentwicklung der letzten 40000 Jahre B.P. für Mexiko. Den außertropischen Zeiten maximaler Vergletscherungen (Hochglaziale) entsprechen in Mexiko Zeitabschnitte mit

einem kalten und trockenen Klima ohne wesentliche Gletscherbildung. Abgesehen von dem ältesten Gletschervorstoß erfolgen erst in der ausgehenden Wisconsin-Kaltzeit mehrere Gletschervorstöße an den mexikanischen Vulkanen, die durch vermehrte Niederschläge bedingt sind und die nur eine kurze Dauer haben. Sie sind zeitgleich mit weltweiten Temperaturanstiegen, d. h. mit einem Rückschmelzen der nordamerikanischen Gletscher. Im Holozän fallen die Gletschervorstöße in Mexiko mit allgemeinen weltweiten geringen Temperaturabsenkungen zusammen.

Eine Rekonstruktion der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre zeigt, daß sich die aufgrund morphologischer Befunde abgeleitete Klimaentwicklung für Mexiko auch klimatologisch erklären läßt (KLAUS 1973a + b). Ein Wechsel zwischen stärkerer zonaler Zirkulation einerseits und stärkerer meridionaler Zirkulation andererseits verursacht für Mexiko unterschiedliche Niederschlagsverhältnisse. Eine stark ausgeprägte meridionale Zirkulation hat in Mexiko größere Niederschläge zur Folge, was zu Gletschervorstößen führen kann. Die zuletzt genannten Bedingungen herrschten in Mexiko nicht während des Hochglazials, sondern nur während kurzer Zeitabschnitte allgemeiner weltweiter Temperaturzunahme.

Die Unterteilung des Hoch-, Spät- und Postglazials der Wisconsin-Eiszeit in Klimaabschnitte, die (a) durch kalt-aride, (b) durch kühl-feuchte und (c) durch warm-semiaride bis semihumide Verhältnisse charakterisiert werden, darf als wesentlicher Beitrag zur Klärung der Problematik über jungquartäre Verschiebungen der Klimagürtel an der äquatorwärts gelegenen Grenze des nordhemisphärischen neuweltlichen Trockengürtels angesehen werden.

Ein abschließender Vergleich der Vergletscherungen der mexikanischen Vulkane mit den aus Zentralamerika und den kolumbianischen Anden (Sierra Nevada de Santa Marta) beschriebenen glazialen Bildungen ergibt auch dort neue Anhaltspunkte zur zeitlichen Einordnung der Gletscherspuren. Die Gegenüberstellung der jungpleistozänen und holozänen glazialen Ablagerungen und fossilen Böden Mexikos mit der Quartärstratigraphie der nordamerikanischen Rocky Mountains zeigt eine erstaunlich gute Übereinstimmung. Die Gletschervorstöße Mexikos liegen im ausgehenden Pleistozän zeitlich etwas später als die der Rocky Mountains, was die Vorstellungen über die allgemeine Zirkulation während dieser Zeit bestätigen. Die jungquartäre Klimaentwicklung Mexikos im weltweiten Vergleich ergibt neue Gesichtspunkte zum Problem Glazialzeit – Pluvialzeit.

SUMMARY

The subject of this volume is formed by the Late Pleistocene and Holocene glacier traces on the highest volcanoes of the Cordillera Neovolcánica in Mexico.

Four glacier advances can be identified on the 4461 metre high Malinche volcano, recognisable through moraines, striations, periglacial deposits (sands, periglacial debris, varves) and cryoturbations. The sediments of the individual glacier advances are separated from each other by volcanic breccias, ash and pumice deposits, fluvial debris, aeolian loess-like deposits, mud flows and various fossil soils. The stratigraphy of the glacial and periglacial sediments has been based on tephrochronological and paleopedological observations. A number of ^{14}C -age determinations on fossil soils and charcoal supplement the fieldwork.

On the Malinche volcano it was the oldest glacier advance which reached the furthest distance down valley; the moraines can be found down to 2550 metres altitude. This advance can be dated to the period between 39,000 and 26,000 yrs B.P. According to the field and laboratory investigations concerning the sedimentation of the volcanic layers and the fossil soils the glacier

advance is likely to have happened between 32,000 and 34,000 yrs B.P. Between 26,000 and 21,000 yrs B.P. there was a period of intensive soil formation. It was not until about 12,100 yrs B.P. that the glacier movements of the second identifiable advance occurred; the main level of terminal moraines is situated above 2700 metres elevation above sea level. Shortly afterwards the glaciers retreated again. A third glacier advance, characterised by two individual phases, occurred between about 10,000 and 9,000 yrs B.P. Two levels of terminal moraines have been found; a lower level of the older phase, between 2900 and 3100 metres, and an upper level of the younger phase of the third glacier advance, between 3000 and 3200 metres. These glaciations were followed by intensive soil formation.

In the Holocene, the glaciers made renewed advance during the Neoglaciation about 2,000 yrs B.P. During the Holocene the glaciation of Mt. Malinche was restricted to the northern and western slopes in the shape of small mountain-side glaciers above 4000 metres altitude.

On the volcanoes Popocatepetl and Iztaccíhuatl of the Sierra Nevada it is possible to find, apart from the four glaciations already mentioned, traces of a further glacier advance which allegedly occurred in the last century. The main moranic loops and numerous minor recessional moraines are found between 4250 and 4650 metres altitude. The recent glaciers there reach down to 4700 metres on the north, west and east slopes.

The glacial traces of the Sierra Nevada can be shown to be parallel to those of the Malinche; in this way the individual glacier advances can be more accurately dated. The fourth glacier advance emerges as having occurred at around 2,000 yrs B.P., the fifth at around the beginning of the 19th century. Up to four recessional moraines show evidence of the stage-wise back-melting of the glaciers since about 1890.

Until now only by morphological evidence the four youngest of the five glacier advances can be likewise identified on the Pico de Orizaba, the highest mountain of Mexico. The less high volcanic massifs of Cofre de Perote, Nevado de Toluca, Nevado de Colima and a few smaller volcanic structures have remained glacier free since the "Temple Lake Stade" of the Neoglaciation, but the individual older glacier advances can be partially traced there as well.

The research results allow relatively exact dating of the glaciations. It can be shown that the dating efforts for the moraines of Iztaccíhuatl, put forward by DE TERRA et al. (1949) and WHITE (1962) require revision.

A paleoclimatic interpretation of the morphological indices yields new insights into the climatic development of the last 40,000 yrs B.P. for Mexico. The extra-tropical periods of maximum glaciation (High Glacial) correspond in Mexico to periods of time with a cold and dry climate without significant glacier formation. Apart from the oldest glacier advance, it is not until the later Wisconsin Ice Age that a number of glacier advances occur on the Mexican volcanoes, caused by increased precipitation and having only a short duration. The glacier advances occurred during periods of worldwide temperature increase; only during the Holocene the glacier advances represent worldwide small temperature decreases.

A climatological explanation of the climatic variations and their causes in the central Mexican Highlands during and after the Ice Age is given by KLAUS (1973).

The subdivision of the High Glacial, Late Glacial and Post-Glacial of the Wisconsin Ice Age into climatic periods which are characterised by (a) cold and arid conditions, (b) cool and humid conditions, and (c) warm and semiarid to semihumid conditions is to be seen as an important contribution concerning the solution of the problem in which way the shifting of the climatic belts (arid zone of the northern hemisphere) in North-central America happened during and after the last Ice Age.

A comparison of the glaciations of the Mexican volcanoes and the glacier advances in Central America and northern South America gives new criterion for the dating of the glacial events. Comparison of the Late Pleistocene and Holocene glacial deposits and fossil soils of Mexico with the quaternary stratigraphy of the north American Rocky Mountains shows amazingly good agreement. The glacial advances of Mexico are temporally somewhat later in the last period of the Pleistocene than those of the Rocky Mountains, which confirms assumptions about the general circulation of the atmosphere during the period. The Late Quaternary climatic development of Mexico, compared with other results throughout the world, yields new aspects of the problem "glacial period" - "pluvial period".

RESUMEN

El tema de este volumen se refiere al Pleistoceno tardío y a las huellas glaciales del Holoceno en los volcanes más altos de la Cordillera Neovolcánica en México.

En el volcán de La Malinche, de 4461 mts. de altura, se pudieron identificar 4 avances glaciales, que están representados por morrenas, estrías, depósitos periglaciales (arenas, debris periglacial, varvas) y crioturbaciones. Los sedimentos de los avances glaciales individuales están separados entre sí por breccias volcánicas, depósitos de cenizas y de pómez, debris fluvial, depósitos de "loess aeólico", flujos de lodo, y diferentes suelos fósiles. La estratigrafía de los sedimentos glaciales y periglaciales se basa en observaciones tefrocronológicas y paleopedológicas. Una serie de determinaciones por ^{14}C de suelos fósiles y de carbon complementan el trabajo de campo. En el volcán La Malinche el avance glacial más antiguo llegó más lejos en dirección valle abajo, las morrenas encontrándose ya a una altura de 2550 mts. Este avance se fecha al período comprendido entre 39,000 y 26,000 años B.P. De acuerdo con las investigaciones de campo y de laboratorio, referentes a la sedimentación de las capas volcánicas y de los suelos fósiles, es probable de que el avance glacial se efectuó entre los años 32,000 y 34,000 B.P. Entre los años 26,000 y 21,000 hubo un período de formación intensa de suelos. No fué sino hasta 12,100 años B.P. que ocurrieron los movimientos glaciales del segundo avance glacial identificado; el límite principal de las morrenas terminales se sitúa arriba de 2700 mts. sobre el nivel del mar. Un poco más tarde los glaciares retroceden de nuevo. Un tercer avance, caracterizado por 2 fases individuales ocurrió entre los años 10,000 y 9,000 B.P. aproximadamente. Dos niveles de morrena terminales se han encontrado, el nivel más bajo corresponde a la fase más antigua, entre los 2900 y 3100 mts., y un nivel superior correspondiente a la fase más reciente del tercer avance glacial, entre los 3000 y 3200 mts. Estas glaciaciones fueron seguidas por una formación intensiva de suelos.

En el Holoceno, los glaciares avanzaron nuevamente durante la Neoglaciación, aproximadamente en el año 2,000 B.P. Durante el Holoceno las glaciaciones del volcán La Malinche se limitan a las faldas Norte y Oeste en forma de lomas laterales de glaciares, arriba de 4000 mts. de altura.

En los volcanes de Popocatepetl e Iztaccihuatl de la Sierra Nevada se encuentra, aparte de las 4 glaciaciones ya mencionadas, huellas de otro avance glacial adicional, el cual tuvo lugar en el siglo pasado. Las lomas principales de morrenas y varias morrenas recesionales se encuentran entre los 4250 y 4650 mts. de altura. Los glaciares recientes en ese sitio bajan a 4700 mts. (faldas Norte, Este y Oeste).

Las huellas glaciales de la Sierra Nevada muestran ser paralelas a las de La Malinche, por esto, cada uno de los avances glaciales puede datarse con más exactitud. El cuarto avance ocurrió

alrededor de los años 2,000 B.P., el quinto aproximadamente al principio del siglo 19. 4 de las morrenas recesivas muestran prueba de derretimiento gradual retrospectivo de los glaciares a partir de 1890.

Hasta la fecha, solamente con pruebas morfológicas, se ha podido identificar por comparación los últimos 4 de los 5 avances glaciales del Pico de Orizaba, volcán más alto de México. Los conjuntos volcánicos menos importantes en altura, como el Cofre de Perote, el Nevado de Toluca, el Nevado de Colima y algunas otras estructuras volcánicas, han quedado sin glaciares desde el "Temple Lake Stade" de la Neoglaciación, pero sin embargo, ahí igualmente se encuentran avances antiguos.

Los resultados de la investigación permiten fechar con relativa exactitud las glaciaciones. Se demuestra, basándose en los resultados obtenidos, que las fechas dadas para las morrenas del Iztaccíhuatl por DE TERRA et al (1949) y WHITE (1962) requieren una revisión.

Una interpretación paleoclimática de los índices morfológicos procuran nuevos aspectos del desarrollo climático durante los últimos 40,000 años B.P., en México. Los períodos extra tropicales en el apogeo de una glaciación, equivalen en México a períodos de tiempo con un clima frío y seco sin formación importante de glaciares. No es sino hasta el período tardío de Wisconsin que una serie de avances glaciales ocurrió en los volcanes mexicanos, causados por aumento de precipitación y siendo de poca duración. Los avances glaciales ocurrieron durante aumentos de temperatura en todo el mundo, solamente durante el Holoceno los avances glaciales representan una disminución pequeña de temperatura.

Una explicación climatológica de las variaciones climáticas y sus causas en el Altiplano Central Mexicano durante y después de la Edad de Hielo se dá por KLAUS (1973).

La subdivisión del Alto-Glacial, Glacial-Tardío y Post-Glacial de la Era de Hielo de Wisconsin, en períodos climáticos que se caracterizan por (a) condiciones áridas y frías, (b) condiciones húmedas y frías y (c) condiciones cálidas y semiáridas a semihúmedas, se pueden considerar como contribuciones importantes en lo que concierne a la solución del problema, en el cual el relevo de las franjas climáticas (zona árida del Hemisferio Norte), en el centro de América del Norte, sucedieron durante y después de la última Edad de Hielo.

Una comparación entre las glaciaciones de los volcanes mexicanos y los avances glaciales en América Central y Norte de Sud-América nos presentan nuevos criterios para fechar los eventos glaciales. Comparaciones del Pleistoceno tardío y el Holoceno, depósitos glaciales y suelos fósiles de México con los de la estratigrafía de las Montañas Rocallosas Norteamericanas, muestran una concordancia asombrosa. Los avances glaciales de México se presentan temporalmente un poco más tarde en el último período del Pleistoceno que aquellas de las Montañas Rocallosas; lo que confirma la suposición de la circulación general en la atmósfera durante este período. El desarrollo climático en México del Cuaternario tardío, comparado con otros resultados obtenidos en todo el mundo, presenta nuevos aspectos del problema "período glacial" y "período fluvial".

ANHANG I

*Jungquartäre Förderfolgen am Malinche-Vulkan und der Sierra Nevada*²⁰

1972 legten HEINE und HEIDE-WEISE eine Grobstratigraphie der jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen der Malinche und umliegender Gebiete vor. Diese Stratigraphie war aufgrund von Geländebegehungen und mineralogischer, geologischer, geomorphologischer und bodenkundlicher Felduntersuchungen aufgestellt und durch ¹⁴C-Daten zeitlich fixiert worden.

Die Grobstratigraphie ist nun anhand detaillierter sedimentpetrographischer Untersuchungen verfeinert und gesichert worden. Voruntersuchungen hatten ergeben (HEIDE-WEISE et al. 1971), daß bestimmte vulkanische Eruptionsphasen charakteristische Mineralparagenesen aufweisen. Die späteren Untersuchungen haben gezeigt, daß im Augit: Hornblende-Verhältnis, repräsentiert durch die Minerale Hypersthen + diopsidischer Augit und Oxyhornblende, für drei vulkanische Zentren markante Unterschiede auftreten. So konnten durch Untersuchungen der vulkanischen Ablagerungen in unmittelbarer Nähe der Förderzentren drei verschiedene Provinzen ermittelt werden:

- I. Hornblende-andesitische Tuffe der Malinche mit einem Augit: Hornblende-Verhältnis von 2 : 98 bis 10 : 90,
- II. Dazitisch-rhyolithische Tuffe im Tláloc-Telapón-Gebiet mit einem Augit : Hornblende-Verhältnis von 64 : 36 bis 75 : 25 und
- III. Hypersthen-Augit-andesitische Tuffe am Popocatepetl und der Iztaccíhuatl mit einem Augit: Hornblende-Verhältnis von 97 : 3 bis 99 : 1 und 68 : 32.

Die dort qualitativ an Körner-Dünnschliffen und quantitativ durch Schwermineralanalysen ermittelten Mineralassoziationen sollen im Folgenden mit den vulkanischen Ablagerungen im Gebiet des Beckens von Puebla-Tlaxcala verglichen werden.

I. DIE HORNBLLENDE-ANDESITISCHEN LOCKERPRODUKTE DER MALINCHE

Sie bestehen aus hell- und dunkelgrauen Äschen- und Bimstuffen, gelbbraunen Staubsedimenten und grauem, rötlichem oder violetter Schutt- und Moränenmaterial; sie werden von tiefbraunen bis schwarzen fossilen Andosolen und anderen fossilen Böden gegliedert. Sie enthalten sehr gleichmäßig 90-95% Oxyhornblende, etwas Hypersthen, diopsidischen Augit, Biotit, Apatit, Zirkon ± Olivin und Quarz. Der Anteil opaker Minerale an den Schwermineralen beträgt 40-50%. Die grünbraune Hornblende weist häufig sehr charakteristische gelbbraune bis rotbraune Biotiteinlagerungen auf.

Die ausgeprägte fossile Bodenbildung fBo1 (vgl. Abb. 38 und 39) und die nachfolgenden Ablagerungen des Moränenstadiums MII mit korrelaten Sedimenten deuten an, daß in der vulkanischen Tätigkeit der Malinche eine längere Ruhepause zwischen den beiden jüngsten

²⁰ Für die Ausführung der mineralogischen Untersuchungen danke ich Frau Dr. H. HEIDE-WEISE auch an dieser Stelle herzlich (vgl. HEINE & HEIDE-WEISE 1973b).

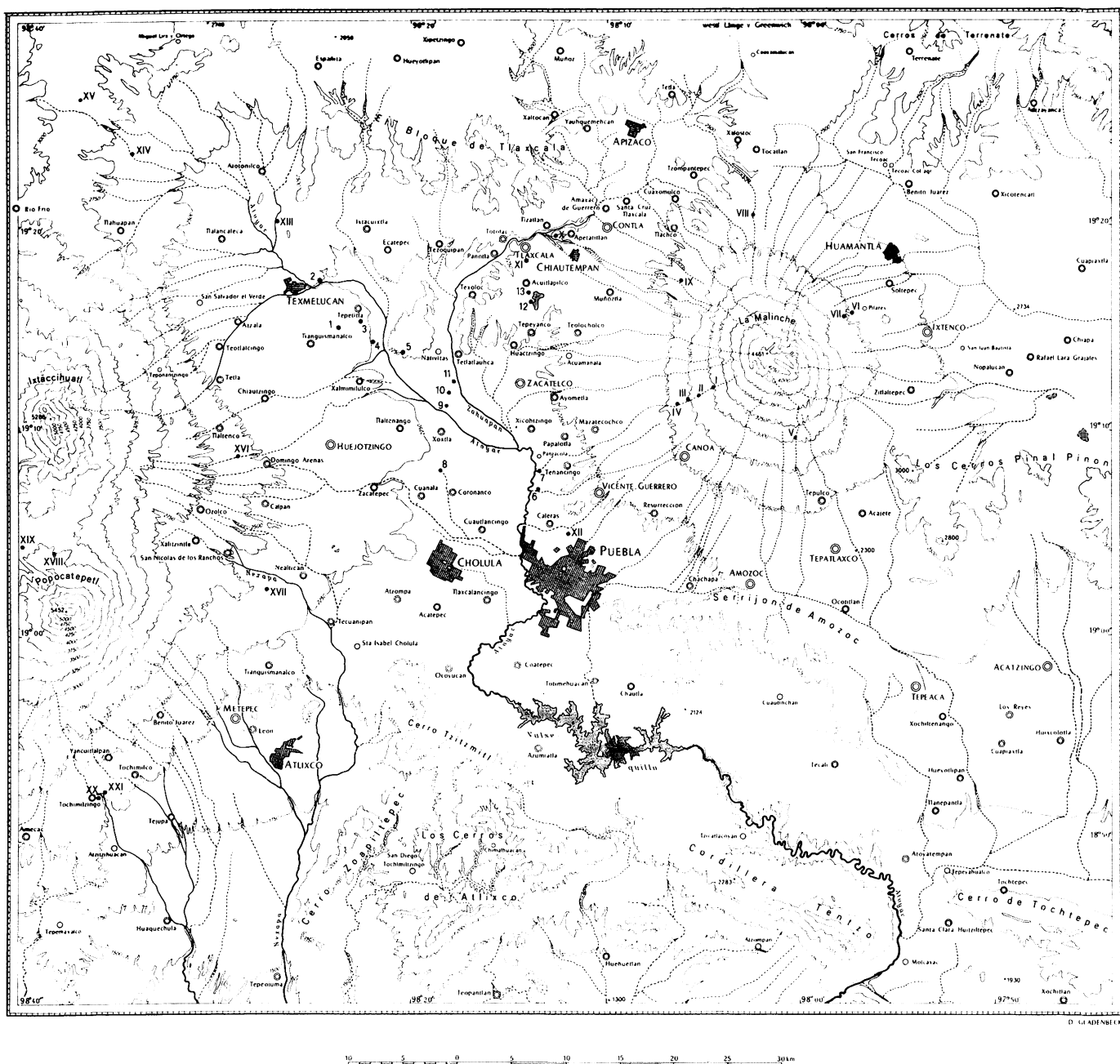


Abb. 38: Lageskizze der in Tabelle 8 (Anhang) behandelten Profile.

Lámina No. 38: Esquema de localización de los perfiles mencionados en la tabla No. 8 (anexo).

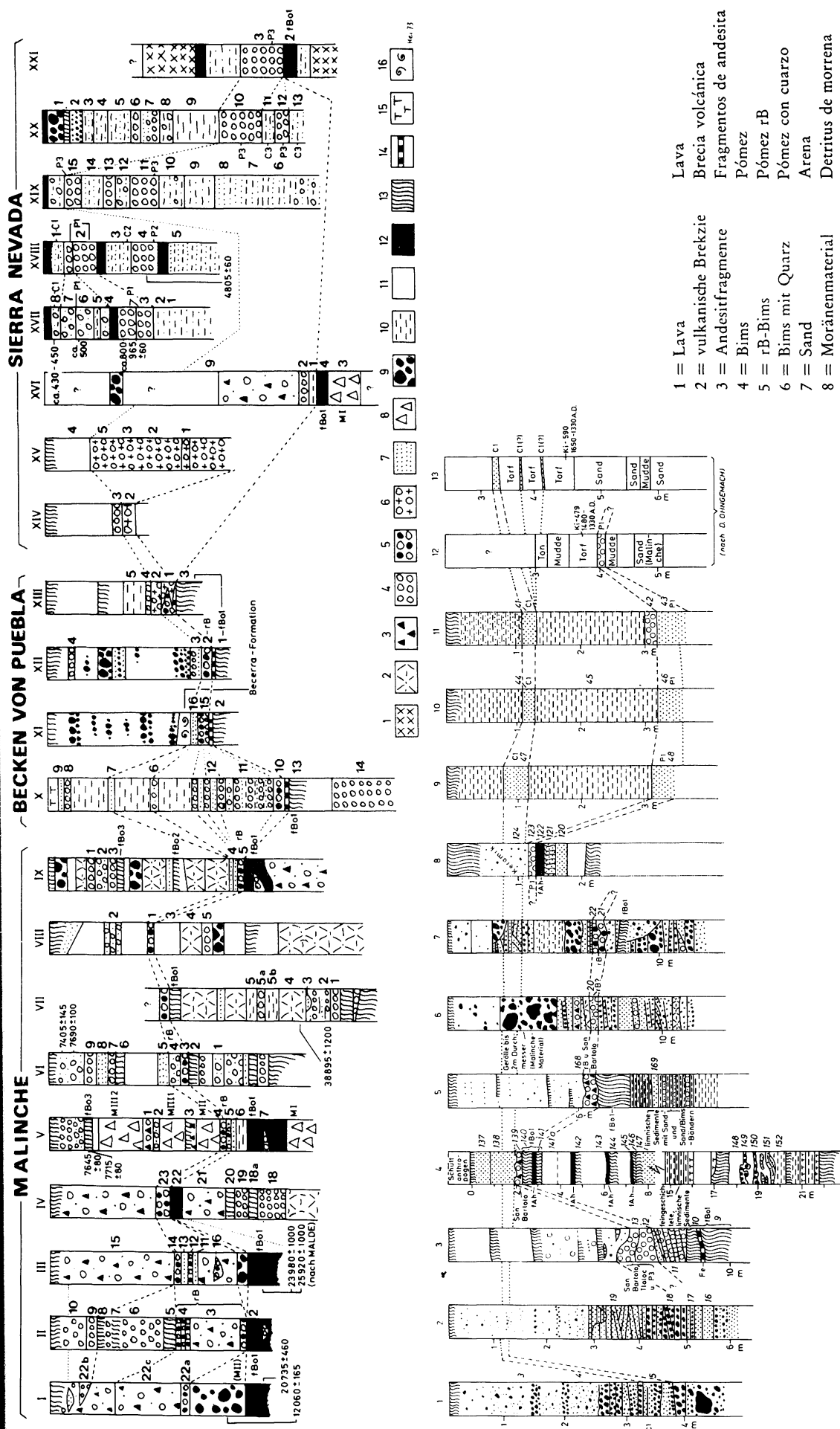


Abb. 39: Korrelation der jungquartären Sedimente des Malinche-Vulkans, des Beckens von Puebla und der Sierra Nevada (Popocatepetl und Iztaaccihuatl) aufgrund mineralogischer, paläopedologischer und morphologischer Untersuchungen. Es bedeuten:

Lámina No. 39: Correlación de los sedimentos del Cuaternario tardío del volcán La Malinche, del Valle de Puebla y de la Sierra Nevada (Popocatepetl e Iztaaccihuatl), basándose en investigaciones mineralógicas, paleoedafológicas y morfológicas. Significa:

Die arabischen Zahlen kennzeichnen die in Tabelle 8 aufgeführten Proben.

Förderungen geherrscht haben muß. Dafür sprechen auch die mineralogischen Befunde in den Tuffen dieser beiden Phasen. Während die Hornblendekristalle der älteren Tuffe (ca. 39000 Jahre und älter) in den andesitischen Lapilli im allgemeinen idiomorph und ohne Reaktions-säume auftreten, zeigen die Hornblendekristalle der jüngeren Tuffe, die nach der Ruhepause gefördert wurden, eine vom Rande ausgehende Opazitisierung durch zunehmenden Eisengehalt, die ihrem Erscheinungsbilde nach subvulkanisch ist und auf eine längere Verweilzeit der Kristalle in einer sich ändernden Schmelze hindeutet. Ähnlich läßt sich auch das Auftreten subvulkanischer Einsprenglinge in Form von körnigen Hornblende-Magnetit-Biotit-Plagioklas-Aggregaten in den jüngeren Tuffen erklären.

Besonders markant sind diese zuletzt genannten Erscheinungen in dem sogenannten roten Bimsband rB ausgeprägt, das zusätzlich durch eine deutliche Rotfärbung charakterisiert ist und so als Leithorizont der jüngeren Eruptionsphase dient. Dieses Bimsband, das jünger als 12000 Jahre ist, läßt sich in wechselnder Mächtigkeit und Farbintensität rund um die Malinche nachweisen, sowie in Profilen bei Tlaxcala und an der Autopista Puebla-Mitte (s. Abb. 39). Der oben erwähnte fossile Boden fBo1 unterhalb des roten Bimsbandes stellt ebenfalls einen ausgeprägten Leithorizont dar, der sich in dem Untersuchungsgebiet bis an die Hänge der Sierra Nevada verfolgen läßt.

Vorerst nicht erklärbar war der hohe Hypersthengehalt der bodenbildenden Substrate der Malinche. Das Augit: Hornblende-Verhältnis liegt bei 46 : 54 bis 80 : 20 in den Andosolen. Dieses Verhältnis ist für die Malinche atypisch. Als Ursache kommt eine Auswehung von Staubsedimenten in Betracht, die im Bereich der Osthänge an der Iztaccíhuatl und/oder aus den Schotterfluren der Atoyac-Zahuapan-Niederung ausgeblasen und an den Hängen der Malinche sedimentiert und in unterschiedlichem Maße mit Malinche-Material vermischt worden sind. In diesen Sedimenten ist der Erhaltungszustand der Hornblende (= Malinche-Material) sehr gut, wohingegen der mehrmals umgelagerte Hypersthen (= Sierra Nevada-Material) häufig starke Lösungserscheinungen zeigt. Untersuchungen über die Herkunft der Staubsedimente (HEINE u. SCHÖNHALS 1973) bestätigen diese Annahme.

II. DAZITISCH-RHYOLITHISCHE TUFFE IM TLALOC-TELAPON-GEBIET.

Eine Verbindung von den Hornblende-andesitischen Malinche-Tuffen zu den dazitisch-rhyolithischen Tuffen des äußeren nordwestlichen Beckens von Puebla-Tlaxcala (Tlálloc-Ost) ergibt sich aus dem zunehmenden Anteil an Felsitpartikeln in zum Teil fluviatil umgelagerten Bimsen und Sedimenten, die der fBo1-Bodenbildung unmittelbar auflagen (vgl. Profil X, XI, XIII, XIV, XV). Bei den Felsiten handelt es sich um extrem feinkörnige saure Gesteine. Die fast weißen Tuffe am Tlálloc zeichnen sich neben einer Schwermineralassoziation von Hypersthen, brauner Hornblende, Biotit, Apatit, Zirkon ± Olivin durch einen hohen Quarzgehalt aus. Ihr Augit: Hornblende-Verhältnis ist mit Werten von 64 : 36 bis 75 : 25 in Richtung des Hypersthens verschoben.

III. HYPERSTHEN-AUGIT-ANDESITISCHE TUFFE AM POPOCATEPETL UND DER IZTACCIHUATL.

Im Bereich des Popocatepetl und der Iztaccíhuatl kehrt sich das Augit: Hornblende-Verhältnis um und beträgt ca. 96 : 4 bzw. in einer bestimmten Lage 68 : 32. Neben Hypersthen kommt diopsidischer Augit, braune Hornblende, Biotit ± Olivin vor. Die jüngeren Eruptionsfolgen

umfassen die Profile XVI, XVII, XVIII, XIX, XX, XXI. Die Aschen- und Bimslagen werden von unten nach oben C3/P3, C2/P2 und C1/P1 benannt.²¹ Analog zu den Befunden an der Malinche zeigt auch am Popocatepetl eine mit dem fBo1-Boden identische Bodenbildung eine längere Unterbrechung der Fördertätigkeit an. Die Tuffe nach dieser Förderpause zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an brauner Hornblende aus (Augit : Hornblende-Verhältnis = 68 : 32 in P3/C3) und werden im weiteren Verlauf der Fördertätigkeit basischer. Das wird durch das Auftreten des Olivins in P2/C2 und P1/C1 angezeigt; die Hornblende tritt in diesen Schichten völlig zurück.

IV. TUFFE AUS DEM BECKEN VON PUEBLA

Die Profile (Abb. 39) X-XIII und 1–13 zeigen deutlich die Beziehung zwischen dem rB-Bims-Leithorizont des Malinche-Vulkans und den P3-Bimsen (= PWA) des Popocatepetl. Im Bereich des Cerro San Bartolo südöstlich von Texmelucan (Profile 3 und 4) und des Xochitécatl (Profil 5) wurden Bimstufte sedimentiert, die vermutlich von dem Kraterkegel des Cerro San Bartolo stammen. Diese Bimse gehören mineralogisch weder zur Provinz der Malinche-rB-Bimse noch zu den P3-Bimsen des Popocatepetl; sie nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Hornblende-andesitischen Malinche-Tuffen und den Hypersthen-Augit-andesitischen Sierra Nevada-Tuffen ein. Sie liegen – wie der rB-Bims und P3-Bims – auch über dem fBo1-Boden. Am Xochitécatl (Profil 5) läßt sich eine Vermischung von rB-Material mit den „San Bartolo“-Bimsen nachweisen; am Cerro San Bartolo (Profil 3) ist Tláloc-Material in Spuren in den „San Bartolo“-Bimsaschen enthalten, ebenso P3-Bimsmaterial der Sierra Nevada, und zwar in fluvial umgelagerten Sanden (Probe AP 12). Die ± gleichzeitige Förderung von rB (= Malinche), „San Bartolo“- und P3-Bimsen (= Popocatepetl) sowie der entsprechenden Tláloc-Bimse ist damit erwiesen. Dieser stratigraphische Befund fügt sich gut bei der Korrelierung der Malinche-Moränen mit den Sierra Nevada-Moränen in das Gesamtbild ein. Weiterhin zeigen die Profile aus dem Becken von Puebla, daß während der Zeit zwischen der fBo1-Bodenbildung und der Ablagerung der genannten Bimse (rB, „San Bartolo“, P3) nur geringe Abtragungsprozesse stattgefunden haben. An kleinen Bergkuppen (Profil 4 und 5, XI-XIII) liegt das Bimsmaterial unmittelbar auf dem fBo1-Boden auf. Am Hangfuß (Profil 3) sind geringmächtige fluviale Sedimente zwischengeschaltet (AP 11). Nur im Becken selbst findet man die Bimse mit fluvialen Schottern vermischt (Profil 6) oder mit limnischen Ablagerungen in Wechsellagerung (Profil X). Die vermehrte Abtragung erfolgte infolge größerer Niederschläge, die auch die MII-Vergletscherung nach dem relativ trockenen Zeitabschnitt von rund 30000–12500 Jahre B.P. bewirkt haben. – Die Profile 4 und 5 zeigen, daß auch vor der fBo1-Bodenbildung feuchtere Phasen existiert haben, die zu Seenbildungen im Bereich des Beckens von Puebla-Tlaxcala geführt haben. Profil 4 verkörpert wahrscheinlich den größten Teil des Mittel- und Jungquartärs.

In den Profilen 1 und 8–13 spiegelt sich die Verbreitung der C1-P1-Aschen und -Bimse wider, die bis in die Gegend von Tlaxcala reicht (vgl. DIAZ DEL CASTILLO 1939; AEPPLI et al. 1973; KNEIB et al. 1973; HEINE 1973 c). Aufgrund der Einlagerung der C1-Aschen und P1-Bimse in die Torfe aus dem Acuitlapilco-See südlich von Tlaxcala werden für die Chronostratigraphie der Tephra weitere wertvolle Hinweise gewonnen, die gleichzeitig die ¹⁴C-Datierung am Popocatepetl (KNEIB et al. 1973) und die archäologische Datierung in Cholula (MULLER 1970) bestätigen. An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. D. OHNGEMACH für die Informationen zur Stratigraphie der Acuitlapilco-Sedimente herzlich danken.

²¹ Die Benennung erfolgte nach KNEIB et al. (1973).

Tabelle 8: Der Schwermineralgehalt der Profile I bis XXI und 1 bis 11 der Abbildung 39 (in Körner %, Fraktion 0,2—0,6 mm)

Tabla No. 8: Contenido de minerales pesados de los perfiles I a XXI y 1 a 11 de la lámina 39 (porcentaje de granulación de las fracciones 0.2—0.6 mm).

Hyper. = Hypersthen Oliv. = Olivin Bio. = Biotit
 Au. = Augit Apat. = Apatit Op. = Opake Minerale
 Ho. = Hornblende Zir. = Zirkon Tr. = Transparente Minerale

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
I	MW 22a	2,8	—	97,2	—	—	+	+	11 : 89	3 : 97
	MW 22b	9,1	6,7	84,2	—	—	+	+	22 : 78	16 : 84
	MW 22c	11,2	0,8	87,2	—	0,8	+	+	22 : 78	12 : 78
II	MW 10	4,3	—	95,7	—	+	+	—	24 : 76	4 : 96
	MW 9	6,7	1,1	92,3	—	+	—	—	14 : 86	8 : 92
	MW 8	41,1	8,7	49,7	—	+	+	—	16 : 84	50 : 50
	MW 7	12,0	—	88,0	—	+	+	—	14 : 86	12 : 88
	MW 6	3,7	—	96,3	—	—	—	+	6 : 94	4 : 96
	MW 5	20,6	2,7	76,4	—	+	+	+	8 : 92	23 : 77
	MW 4	1,5	—	98,5	—	+	—	+	13 : 87	2 : 98
	MW 3	1,0	—	99,0	—	+	—	+	9 : 91	1 : 99
	MW 2	75,0	13,8	10,7	—	+	+	+	10 : 90	89 : 11
	MW 1	—	—	100,0	—	+	+	+	13 : 87	—
III	MW 15	8,8	—	91,2	—	+	+	—	19 : 81	9 : 91
	MW 14	4,4	—	95,6	—	+	+	+	15 : 85	4 : 96
	MW 13	4,1	—	95,5	—	0,4	+	—	10 : 90	4 : 96
	MW 12	3,3	—	96,7	—	+	—	—	10 : 90	3 : 97
	MW 11	71,3	6,8	22,0	—	+	—	—	7 : 93	78 : 22
	MW 16	1,8	—	98,2	—	+	—	+	9 : 91	2 : 98
IV	MW 23	5,6	—	94,4	—	—	+	+	14 : 86	6 : 94
	MW 22	53,1	11,2	35,3	—	0,4	+	—	10 : 90	65 : 35
	MW 21	10,8	—	89,2	—	—	+	—	14 : 86	11 : 89
	MW 20	13,7	2,8	83,0	—	0,5	+	—	9 : 91	17 : 83
	MW 19	3,8	—	96,2	—	+	—	—	11 : 89	4 : 96
	MW 18a	41,0	15,5	43,5	—	+	+	—	13 : 87	57 : 43
	MW 18	6,9	—	92,5	—	0,6	+	+	7 : 93	7 : 93
	MW 17	—	—	100,0	—	—	—	+	10 : 90	—
V	MS 1	1,6	1,3	97,1	—	+	+	+	28 : 72	3 : 97
	MS 2	0,5	0,5	99,0	—	—	+	+	30 : 70	1 : 99
	MS 3	6,7	8,8	83,8	0,7	—	+	—	20 : 80	16 : 84
	MS 4	2,3	2,3	95,4	—	+	+	+	20 : 80	5 : 95
	MS 5	1,0	5,2	93,8	—	+	+	+	23 : 77	6 : 94
	MS 6	3,5	4,7	90,7	—	+	+	—	51 : 49	8 : 92
	MS 7	1,3	—	98,7	—	—	—	+	24 : 76	1 : 99

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
VI	MES 9	0,7	0,7	98,6	—	—	+	+	41 : 59	1 : 99
	MES 8	1,1	1,1	97,8	—	—	+	+	37 : 63	2 : 98
	MES 7	4,2	—	95,8	—	+	+	+	32 : 68	4 : 96
	MES 6	42,7	14,1	42,7	0,5	+	+	—	7 : 93	57 : 43
	MES 5	13,7	3,0	83,3	—	+	+	—	18 : 82	17 : 83
	MES 4	4,8	—	95,2	—	+	+	+	13 : 87	5 : 95
	MES 3	5,2	—	94,8	—	—	—	+	8 : 92	5 : 95
	MES 2	49,5	15,1	35,4	—	+	+	—	18 : 82	65 : 35
	MES 1	3,3	2,7	93,4	—	0,6	+	—	35 : 65	6 : 94
VII	MEN 5	—	0,8	97,5	+	+	+	1,7	18 : 82	1 : 99
	MEN 5a	2,2	0,6	97,2	+	+	+	+	14 : 86	3 : 97
	MEN 5b	7,2	8,4	81,5	3,0	+	+	—	14 : 86	16 : 84
	MEN 4	2,4	1,8	92,2	—	+	+	3,6	28 : 72	5 : 95
	MEN 3	5,2	0,6	92,5	—	—	+	1,7	34 : 66	6 : 94
	MEN 2	3,0	—	97,0	—	+	+	+	29 : 71	3 : 97
	MEN 1	+	0,6	97,7	—	+	—	1,7	23 : 77	1 : 99
VIII	MN 1	2,4	3,7	93,9	—	—	+	—	30 : 70	10 : 90
	MN 2	28,0	12,0	59,4	—	0,6	+	—	41 : 59	32 : 68
	MN 3	36,6	10,3	51,7	—	1,4	+	+	21 : 79	49 : 51
	MN 4	1,6	—	96,0	—	1,6	0,8	—	35 : 65	2 : 98
	MN 5	0,3	—	99,7	—	—	+	—	16 : 84	0 : 100
IX	MNW 1	10,8	—	88,5	—	0,7	+	—	13 : 87	13 : 83
	MNW 2	13,8	—	86,2	—	—	—	—	10 : 90	25 : 75
	MNW 3	6,5	—	93,5	—	+	—	+	10 : 90	9 : 91
	MNW 4	5,0	—	95,0	—	—	+	+	34 : 66	5 : 95
	MNW 5	3,0	—	97,0	—	+	+	—	22 : 78	3 : 97
X	BT 5	—	—	100,0	—	—	+	—	23 : 77	0 : 100
	BT 6	—	—	100,0	—	—	+	—	21 : 79	0 : 100
	BT 7	0,8	0,8	98,5	—	—	+	—	34 : 66	2 : 98
	BT 8	17,2	2,0	80,5	—	0,3	+	—	11 : 89	19 : 81
	BT 9	15,3	3,2	81,3	—	0,3	+	—	11 : 89	18 : 82
	BT 10	—	—	100,0	—	—	—	—	29 : 71	0 : 100
	BT 11	1,7	1,0	97,3	—	—	+	—	15 : 85	3 : 97
	BT 12	0,5	—	99,5	—	—	+	—	29 : 71	0 : 100
	BT 13	74,5	4,3	21,2	—	—	+	—	6 : 94	79 : 21
	BT 14	—	—	100,0	—	—	+	—	14 : 86	0 : 100

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
XI	BT 15	3,4	—	96,3	—	0,3	+	—	21 : 79	3 : 97
	BT 16	0,6	—	99,5	—	+	+	—	29 : 71	1 : 99
XII	AP 1	66,1	4,6	28,6	—	0,5	+	—	11 : 89	71 : 29
	AP 2	3,9	—	96,0	0,2	—	—	+	5 : 95	4 : 96
	AP 3	10,0	—	90,0	—	—	—	+	8 : 92	10 : 90
	AP 4	9,1	0,4	90,5	—	+	+	—	8 : 92	9 : 91
XIII	NA 1	64,5	1,3	33,8	—	0,4	+	+	8 : 92	66 : 34
	NA 2	77,0	—	23,0	—	—	—	—	9 : 91	77 : 23
	NA 3	62,8	4,4	32,0	—	0,8	+	+	9 : 91	68 : 32
	NA 4	90,2	9,1	—	—	0,7	—	—	3 : 97	100 : 0
	NA 5	86,6	12,0	1,3	—	—	+	—	5 : 95	99 : 1
XIV	T 2	76,0	—	22,6	—	0,3	1,2	+	29 : 71	63 : 37
	T 3	1,4	—	98,6	—	—	+	+	26 : 74	1 : 99
XV	Mi 1	78,7	1,3	20,0	—	+	+	+	34 : 66	76 : 24
	Mi 2	46,7	1,8	13,9	—	—	+	37,6	32 : 68	72 : 28
	Mi 3	81,3	1,2	17,5	—	—	+	+	36 : 64	64 : 36
	Mi 4	71,0	1,7	27,0	0,4	+	+	—	5 : 95	68 : 32
	Mi 5	52,3	2,3	10,6	—	—	+	34,6	37 : 63	74 : 26
XVI	IE 1	95,0	—	5,0	—	+	—	—	15 : 85	95 : 5
	IE 2	95,7	1,0	3,3	—	+	+	+	23 : 77	97 : 3
	IE 3	91,3	1,5	6,4	0,7	—	—	+	23 : 77	93 : 7
	IE 4	77,8	2,6	19,5	+	+	+	—	50 : 50	80 : 20
	IE 9	88,6	6,8	4,6	+	—	—	—	4 : 96	95 : 5
XVII	POE 1	77,2	8,5	12,5	1,5	0,4	—	—	3 : 97	87 : 13
	POE 2	88,0	6,0	4,0	2,0	—	—	—	4 : 96	95 : 5
	POE 3	88,5	8,9	1,9	0,9	—	—	—	5 : 95	98 : 2
	POE 4	92,5	5,7	0,2	1,7	—	—	—	6 : 94	99 : 1
	POE 5	86,0	10,0	3,0	3,0	—	—	—	9 : 91	97 : 3
	POE 6	90,7	9,3	+	—	—	—	—	3 : 97	99 : 1
	POE 7	82,7	17,3	+	—	—	—	—	—	99 : 1
	POE 8	88,5	11,5	0,3	—	—	—	—	3 : 97	97 : 3
XVIII	P 1	85,0	12,4	0,5	0,5	0,5	—	—	5 : 95	98 : 2
	P 2	84,0	16,0	+	+	—	—	—	1 : 99	99 : 1
	P 3	84,9	14,4	0,7	—	—	—	—	8 : 92	98 : 2
	P 4	76,8	22,7	0,5	—	—	—	—	3 : 97	99 : 1
	P 5	74,8	19,7	2,2	3,3	—	—	—	10 : 90	98 : 2

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
XIX	P 6	82,5	13,6	1,2	2,8	—	—	—	9 : 91	98 : 2
	P 7	43,8	28,8	27,1	0,3	—	—	—	9 : 91	71 : 29
	P 8	48,8	25,0	25,8	0,4	—	—	—	2 : 98	69 : 31
	P 9	57,3	23,5	18,8	0,4	—	—	—	4 : 96	76 : 24
	P 10	48,0	15,0	33,0	4,0	—	—	—	5 : 95	77 : 23
	P 11	36,0	11,8	48,8	3,4	—	—	—	3 : 97	65 : 35
	P 12	42,6	14,8	41,8	0,8	—	—	—	5 : 95	73 : 27
	P 13	34,6	14,5	50,0	0,9	—	—	—	4 : 96	67 : 33
	P 14	81,2	13,5	5,3	—	—	+	—	6 : 94	82 : 18
	P 15	38,7	15,8	40,3	5,2	—	—	—	4 : 96	67 : 33
XX	PS 1	80,6	17,4	1,5	0,5	—	—	—	5 : 95	99 : 1
	PS 2	80,2	17,5	—	2,3	—	—	—	3 : 97	97 : 3
	PS 3	79,5	18,5	—	2,0	—	—	—	3 : 97	100 : 0
	PS 4	79,6	17,0	2,6	0,8	—	—	—	6 : 94	98 : 2
	PS 5	88,8	11,2	+	+	—	—	—	4 : 96	99 : 1
	PS 6	90,0	10,0	+	—	—	—	—	1 : 99	100 : 0
	PS 7	85,0	14,0	1,0	+	—	—	—	7 : 93	99 : 1
	PS 8	83,3	13,6	+	3,1	—	—	—	4 : 96	98 : 2
	PS 9	79,3	15,2	1,4	4,1	—	—	—	5 : 95	98 : 2
	PS 10	52,4	16,2	31,4	—	—	—	—	10 : 90	47 : 53
	PS 11	83,0	15,0	2,0	—	—	—	—	3 : 97	71 : 29
	PS 12	39,5	12,0	47,7	0,5	—	—	—	1 : 99	66 : 34
	PS 13	85,7	8,6	5,8	—	—	—	—	4 : 96	78 : 22
XXI	PSE 2	75,0	18,6	3,2	3,2	—	—	—	25 : 75	98 : 2
	PSE 3	54,2	11,2	34,6	—	—	—	—	11 : 89	52 : 48
1	AP 3	73,0	19,9	6,1	1,0	—	—	—	12 : 88	85 : 15
	AP 4	72,3	8,6	17,7	1,4	—	—	—	12 : 88	83 : 17
	AP 5	95,0	1,0	2,5	1,5	—	—	—	20 : 80	90 : 10
2	AP 19	72,7	11,0	15,1	0,8	—	—	—	6 : 94	74 : 26
	AP 18	76,2	11,4	11,4	—	—	1,0	—	15 : 85	78 : 22
	AP 17	72,8	5,7	17,7	0,6	—	—	3,2	23 : 77	78 : 22
	AP 16	65,8	7,9	17,7	—	—	—	8,5	25 : 75	76 : 24

Tabelle 8 (Fortsetzung)

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
3	AP 13	55,5	8,5	33,3	2,7	—	—	—	19 : 81	68 : 32
	AP 12	85,5	3,6	7,9	2,9	—	—	—	20 : 80	90 : 10
	AP 11	50,7	—	49,3	—	—	—	—	4 : 96	49 : 51
	AP 10	40,5	2,5	56,6	—	—	0,3	—	16 : 84	32 : 68
	AP 9	41,8	3,9	54,3	—	—	—	—	14 : 86	24 : 76
4	AP 137	68,0	4,0	28,0	—	—	—	—	15 : 85	78 : 22
	AP 139	61,4	0,6	38,0	—	—	—	—	7 : 93	54 : 46
	AP 140	30,4	2,2	67,4	—	—	—	—	18 : 82	41 : 59
	AP 145	36,4	2,8	59,6	1,2	—	—	—	18 : 82	44 : 56
	AP 146	64,0	5,8	29,3	0,6	0,3	—	—	13 : 87	47 : 53
	AP 147	48,0	5,0	47,0	—	—	—	—	14 : 86	34 : 66
	AP 150	55,1	16,1	28,8	—	—	—	—	9 : 91	62 : 38
	AP 151	45,7	24,1	29,6	—	0,6	—	—	8 : 92	64 : 36
	AP 152	41,0	38,6	20,4	—	—	—	—	23 : 77	80 : 20
5	AP 168	52,6	0,6	46,8	—	—	—	—	6 : 94	48 : 52
6	AP 20	12,4	3,7	83,2	—	0,6	—	—	24 : 76	18 : 82
7	AP 22	7,2	—	92,8	—	—	—	—	9 : 91	13 : 87
	AP 21	3,6	1,8	94,6	—	—	—	—	17 : 83	2 : 98
8	AP 124	68,5	13,0	18,5	—	—	+	—	11 : 89	72 : 28
	AP 123	76,8	22,1	1,1	—	—	+	—	6 : 94	86 : 14
	AP 120	71,6	14,2	14,2	—	—	+	—	5 : 95	70 : 30
9	AP 47	80,0	12,2	7,7	—	—	—	—	3 : 97	83 : 17
	AP 48	60,5	11,7	36,3	1,5	—	—	—	7 : 93	73 : 27
10	AP 44	68,6	17,8	13,0	—	—	—	—	16 : 84	77 : 23
	AP 45	71,0	18,6	10,3	—	—	—	—	2 : 98	87 : 13
	AP 46	73,1	13,8	13,1	—	—	—	—	5 : 95	82 : 18
11	AP 41	70,6	17,0	12,0	—	0,4	—	—	7 : 93	82 : 18
	AP 42	65,6	20,8	12,5	1,1	—	—	—	6 : 94	86 : 14
	AP 43	63,3	25,3	10,3	1,1	—	—	—	6 : 94	88 : 12

Tabelle 9: Der Schwermineralgehalt verschiedener Profile der Abbildung 6 (in Körner %, Fraktion 0,2—0,6 mm).

Tabla No. 9: Contenido de minerales pesados en los distintos perfiles de la lámina No. 6.
(Porcentaje de granulación de la fracción de 0.2—0.6 mm.)

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
Nr. 1	1	—	—	100,0	—	—	+	—	11 : 89	0 : 100
Nr. 10	1	21,7	3,3	74,8	—	—	0,2	—	28 : 72	25 : 75
Nr. 11	1	2,7	+	97,3	—	+	—	—	32 : 68	3 : 97
	2	3,2	9,6	84,0	—	3,2	—	—	46 : 54	13 : 87
	3	68,9	5,3	25,9	—	+	—	—	13 : 87	74 : 26
	4	+	+	100,0	—	+	—	—	24 : 76	0 : 100
	5	4,2	1,5	93,7	—	0,5	—	—	19 : 81	6 : 94
	6	1,1	5,1	93,8	—	+	—	—	25 : 75	6 : 94
Nr. 13	1	1,4	1,4	95,8	—	0,7	0,7	—	53 : 47	3 : 97
	2	3,6	1,3	75,9	—	—	+	19,2	17 : 83	6 : 94
	3	0,9	0,9	85,5	—	0,9	+	12,0	31 : 69	3 : 97
	4	0,8	—	97,3	—	+	+	1,8	30 : 70	1 : 99
	5	64,0	14,2	21,8	—	—	+	+	22 : 78	78 : 22
	6	1,4	—	98,5	—	—	+	—	11 : 89	1 : 99
	7	2,5	—	96,9	—	0,6	+	—	14 : 86	3 : 97
Nr. 14	1	34,0	4,1	61,5	—	0,4	+	—	14 : 86	38 : 62
	2	10,1	1,3	88,6	—	—	—	—	7 : 93	11 : 89
Nr. 15	1	1,2	—	96,0	—	+	+	2,8	32 : 68	2 : 98
	2	20,8	3,1	75,5	0,5	—	+	—	9 : 91	24 : 76
	3	9,5	1,5	89,0	—	+	+	—	12 : 88	11 : 89
Nr. 18	1	2,6	—	97,4	—	—	—	—	11 : 89	3 : 97
	2	5,8	4,5	89,7	—	—	+	—	22 : 78	10 : 90
	3	66,0	11,7	22,3	—	—	+	—	6 : 94	78 : 22
Nr. 19	1	2,8	0,7	96,5	—	—	—	—	23 : 77	2 : 98
Nr. 20	1	0,9	—	98,0	—	0,1	+	—	6 : 94	2 : 98
Nr. 21	1	14,2	0,3	85,3	—	0,3	—	—	11 : 89	15 : 85
Nr. 23	1	3,7	—	96,3	—	—	—	—	19 : 81	4 : 96
	2	10,2	0,8	88,6	—	0,4	—	—	6 : 94	11 : 89
Nr. 24	1	9,0	—	91,0	—	—	+	+	9 : 91	14 : 86
	2	50,2	7,4	41,4	—	—	+	—	4 : 96	68 : 32
	3	8,0	—	92,0	—	—	+	+	6 : 94	16 : 84
Nr. 28	1	1,5	—	98,5	+	+	+	+	27 : 73	1 : 99
	2	2,7	0,9	94,3	—	—	—	2,1	29 : 71	5 : 95
Nr. 29	1	48,0	6,5	44,0	1,5	—	+	+	52 : 48	55 : 45
	2	54,4	13,4	32,2	—	—	+	+	13 : 87	68 : 32
	3	51,2	7,5	40,8	0,5	+	+	—	22 : 78	61 : 39
	4	1,0	—	99,0	—	—	+	—	17 : 83	1 : 99
	5	3,0	+	97,0	—	—	+	—	30 : 70	3 : 97
	6	2,5	1,7	92,0	—	—	+	3,8	28 : 72	5 : 95
Nr. 30	1	3,3	1,2	95,0	0,6	—	+	+	16 : 84	5 : 95
	2	2,2	—	97,8	—	+	+	—	12 : 88	2 : 98
Nr. 32	1	3,1	2,5	94,4	—	+	+	—	18 : 82	5 : 95

LITERATURANHANG

- ADAMSON, D. A. & WILLIAMS, M. A. J. (1973):
Late Quaternary prehistoric environments along the Blue and White Nile, Central Sudan. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 2, Christchurch New Zealand.
- AEPPLI, H. (1973):
Barroböden und Tepetate. Untersuchungen zur Bodenbildung in vulkanischen Aschen unter wechselfeuchtem gemäßigttem Klima im zentralen Hochland von Mexiko. – Diss. Fachbereich Umweltsicherung, Justus-Liebig-Univ. Gießen, Gießen.
- AEPPLI, & SCHÖNHALS, E. (1973):
Los suelos en la cuenca de Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones 7, S. 15-18, Puebla.
- AGUILERA, J. G. & ORDONEZ, E. (1895):
Expedición científica al Popocatepetl. – Comisión Geol. Mex., Mexiko.
- ALZATE, J. A. (1831):
Observaciones Físicas ejecutadas por D. José Antonio Alzate en la Sierra Nevada. – Gazeta de Literatura (reimpresión), I, S. 99-107, Puebla.
- ANDERSON, T. (1917):
Volcanic studies in many lands. – Second series. London.
- ANDREWS, J. T. (1973):
The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: Dispersal Centers, Problems of Rates of Retreat, and Climatic Implications. – Arctic & Alpine Research, 5(3), S. 185-199, Boulder.
- ANDREWS, J. T., MILLER, G. H. & PHEASANT, D. R. (1972):
Holocene late glacial maximum and marine transgression in the eastern Canadian Arctic. – Nature Physical Science, 239 (96), S. 147-149.
- ARELLANO, A. R. V. (1953):
Estratigrafía de la Cuenca de México. – Mem. Congr. Cient. Mexicano 3, Ciencias Físicas y Mat., S. 172-186, Mexiko.
- ARMENTA, J. (1959):
Hallazgo de un Artefacto Asociado con Mamut, en el Valle de Puebla. – Dirección de Prehistoria 7, INAH, Mexiko.
- ARISTARAIN, L. F. (1971):
On the definition of caliche deposits. – Z. Geomorph. N. F., 15, S. 274-289, Berlin-Stuttgart.
- AUER, V. (1956-1965):
The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I-IV. – Ann. Acad. Sci. Fenn. (A) III, Nr. 45, 50, 60 und 80, Helsinki.
- AUMASSIP, G. (1973):
Climatic evolution in Lower Sahara during the Quaternary. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 7, Christchurch New Zealand.
- AVECES GARCÍA, M. (1971):
Suelos de ando. – Anuario de Geografía, XI, S. 195-202, Mexiko.
- AVECES GARCÍA, M. & AGUILERA HERRERA, N. (1969):
Características pedológicas de suelos de ceniza volcánica en la región del Popocatepetl, México. – Anuario de Geografía, IX, S. 143-148, Mexiko.
- BARRY, R. G. (1973):
Conditions favoring glacierization and deglaciation in North America from a climatological viewpoint. – Arctic & Alpine Research, 5(3), S. 171-184, Boulder.
- BARRY, R. G., IVES, J. D. & ANDREWS, J. T. (1971):
A discussion of atmospheric circulation during the last Ice Age. – Quaternary Research, 1, S. 415-418, New York – London.
- BARTELS, G. (1970):
Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). – Gießener Geogr. Schr. 21, Gießen.
- BEMMELEN, R. W. van (1949):
The Geology of Indonesia, vol 1. – The Hague: Government Printing Office, S. 191-203, 's Gravenhage.

- BERNARD, E. A. (1962):
Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. – Mens. Acad. Roy. Scs. Nats. et Meds. 12, S. 1-282.
- BESOAIN, E. (1969):
Untersuchungen von Böden auf Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. – Diss. d. landwirtsch. Fak. d. Rhein.-Friedr.-Wilh.-Univ. Bonn, Bonn.
- BIRKELAND, P. W., CRANDELL, D. R. & RICHMOND, G. M. (1971):
Status of Correlation of Quaternary Stratigraphic Units in the Western Conterminous United States. – Quaternary Research 1, S. 208-227, New York – London.
- BLAKE, D. H. & LÖFFLER, E. (1971):
Volcanic and glacial landforms on Mount Giluwe, Territory of Papua and New Guinea. – Geol. Soc. Amer. Bull. 82, S. 1605-1614, Washington.
- BLÁSQUEZ L., L. (1944):
La Edad Glacial en México. – Mexiko.
- BLÁSQUEZ L., L. (1956):
Volcanismo Terciario y Reciente del Eje Volcánico de México. – Excursión A-15, XX Intern. Geol. Congr. Mexiko.
- BLÁSQUEZ L., L. (1961 a):
Los geiseres, solfataras y manantiales de la Sierra de San Andres, Mich. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 1-37, UNAM, Mexiko.
- BLÁSQUEZ L., L. (1961 b):
Las posibles fuentes de energía geotérmica en la República Mexicana. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 39-46, Mexiko.
- BLÁSQUEZ L., L. (1961 c):
Los glaciares de México. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 93-108, Mexiko.
- BOSE, E. & ORDOÑEZ, E. (1901):
Der Iztaccihuatl. – Z. D. Ö. A. V. 32, S. 138-158, München.
- BOWLER, J. M. (1973 a):
Late Pleistocene environments in the southern hemisphere: Evidence from playa lakes in Southern Australia. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 37-38, Christchurch New Zealand.
- BOWLER, J. M. (1973 b):
Pleistocene landscape of Western New South Wales. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 39, Christchurch New Zealand.
- BRADBURY, J. P. (1970):
Diatoms from the Pleistocene Sediments of Lake Texcoco, Mexico. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XII, S. 161-168, Paris.
- BRAY, J. R. (1970):
Temporal patterning of post-Pleistocene glaciation. – Nature, 228 (5269), S. 353, London.
- BRAY, J. R. (1972):
Cyclic temperature oscillations from 0-20,300 yr. B.P. – Nature, 237 (5353), S. 277-279, London.
- BRECKER, C. S. (1908):
Una ascensión al Iztaccihuatl. – Bol. Soc. Mex. Geogr. y Estad., 5. Epoca, III, S. 222-229, Mexiko.
- BRYAN, A. L. (1973):
Paleoenvironments and Cultural Diversity in Late Pleistocene South America. – Quaternary Research, 3, S. 237-256, New York – London.
- BRYAN, K. (1948):
Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. – Bol. Soc. Geol. Mex. XIII, S. 1-20, Mexiko.
- BUNDE, H. (1973):
Geologische Untersuchungen im Gebiet des Valsequillo südlich von Puebla. – Das Mexiko-Projekt der DFG, VI, S. 21-94, Wiesbaden.
- BUTZER, K. W. (1970):
Geomorphological observations in the Lower Omo Basin, Southwestern Ethiopia. – Coll. Geogr. 12 (TROLL-Festschr.), S. 177-192, Bonn.
- BUTZER, K. W. & HANSEN, C. L. (1972):
Late Pleistocene Stratigraphy of the Kom Ombo Plain, Upper Egypt; Comparison with other Recent Studies near Esna-Edfu. – ASEQUA, Bulletin de Liaison, No. 35-36, S. 5-14.
- BUTZER, K. W., ISAAC, G. L., RICHARDSON, J. L. & WASHBOURN-KAMAU, C. (1971):
Radiocarbon dating of East African lake levels. – Science, 175, S. 1069-1076.
- BYERS, D. S. (1967):
The prehistory of the Tehuacan Valley. Vol. 1: Environment and Subsistence. – Univ. of Texas Press, Austin u. London.

- CALDENIUS, C. (1932):
Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. – *Geogr. Ann.* XIV, S. 1-164, Stockholm.
- CAMACHO, H. (1925):
Apuntes acerca de la actividad actual del Popocatepetl en relación con la sismología. – *Anal. Inst. Geol. Mex.* II, S. 38-60, Mexico.
- CLAPPERTON, C. M. (1972):
The Pleistocene moraine stages of west-central Peru. – *J. Glaciology* 11, S. 255-264, Cambridge.
- CLISBY, K. H. & SEARS, P. B. (1955):
Palynology in southern North America, Pt. III: Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 66, S. 511-520, Washington.
- COLINVAUX, P. A. (1972):
Climate and the Galapagos Islands. – *Nature*, 240 (5375), S. 17-20, London.
- CORNWALL, I. W. (1962):
Volcanoes, Lakes, Soils and Early Man in and near the Mexico Basin. – *Man*, 62 (86), S. 55-58, London.
- CORNWALL, I. W. (1968a):
Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins. – *Bull. No. 7*, S. 88-140, Univ. of London, Inst. of Archaeology, London.
- CORNWALL, I. W. (1968b):
Estratigrafía de los depósitos terrestres volcánicos y de los suelos entre Chalco y Puebla. – *Bol. INAH* 32, S. 25-29, Mexico.
- CORNWALL, I. W. (1970):
Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins. Part II. – *Bull. No. 8/9*, S. 1-54, Univ. of London, Inst. of Archaeology, London.
- CORNWALL, I. W. (1971):
Geology and early man in Central Mexico. – *Proc. Geol. Ass.* 82(3), S. 379-391, London.
- CORTE, A. E. (1968):
Frost action and soil sorting processes. Their influence in the surface features of the tropical and sub-tropical high Andes. – *Coll. Geogr.* 9, S. 213-220, Bonn.
- COSTIN, A. B. (1972):
Carbon-14 Dates from the Snowy Mountains Area, Southeastern Australia, and Their Interpretation. – *Quaternary Research*, 2, S. 579-590, New York – London.
- CRANDELL, D. R. (1971):
Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 677.
- CRANDELL, D. R. (1972):
Glaciation near Lassen Peak, northern California. – *U. S. Geol. Survey, Prof. Pap.*, 800-C, S. C179-C188.
- CROOK, A. R. (ca. 1900):
An ascent of Mt. Orizaba. – *Popular Science Monthly*, vol. LXI, S. 528-535.
- CURTIS, G. H. (o. J.):
Mode of origin of pyroclastic debris in the Mehrten formation of the Sierra Nevada. – *Calif. Univ. Pub. Dept. Geol. Sci. Bull.* no. 9 (29), S. 453-502, Sacramento.
- CZAJKA, W. (1972):
El Volcan. Ein Bergfuß-Schwemmfächer mit Schlammströmen in einer ariden Tallandschaft Nordwest-Argentiniens. – *Göttinger Geogr. Abh.* 60 (POSER-Festschr.), S. 125-140, Göttingen.
- DAMUTH, F. J. & FAIRBRIDGE, R. W. (1970):
Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, S. 189-206, Washington.
- DANNENBERG, A. (1907):
Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos. – *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf.* 64, S. 97-133, Bonn.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. F., CLAUSEN, H. B. & LANGWAY, C. C. (1972):
Speculations about the Next Glaciation. – *Quaternary Research*, 2, S. 396-398, New York – London.
- DENTON, G. H. & KARLÉN, W. (1973):
Holocene Climatic Variations – Their Pattern and Possible Cause. – *Quaternary Research*, 3, S. 155-205, New York – London.
- DE TERRA, H. (1947):
Teoría de una cronología geológica para el Valle de México. – *Rev. Mex. Estudios Antropológicos* 9, S. 11-26, Mexico.
- DE TERRA, H. (1957):
Man and mammoth in Mexico. – London.
- DE TERRA, H., ROMERO, J. & STEWART, T. D. (1949):
Tepexpan Man. – *Viking Fund Publ. in Anthropology* 11, New York.

- DIAZ DEL CASTILLO, B. (1939):
Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España. – 3 Bde., Mexiko.
- DOLLFUS, O. (1973):
La cordillère des Andes, présentation des problèmes géomorphologiques. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), vol. XV, Fasc. 1-2, S. 157-176, Paris.
- DOWNIE, C. (1964):
Glaciations of Mount Kilimanjaro, northeast Tanganyika. – Geol. Soc. Amer. Bull. 75, S. 1-16, Washington.
- DREIMANIS, A. & KARROW, P. F. (1972):
Glacial History of the Great Lakes-St. Lawrence Region, the Classification of the Wisconsin (an) Stage, and Its Correlatives. – 24th Intern. Geol. Cong., Montreal, Sect. 12, S. 5-15.
- DREIMANIS, A. & RAUKAS, A. (1973):
Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and Their Equivalents Represent an Interglacial, or an Interstadial Complex in Northern Hemisphere. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 84-85, Christchurch New Zealand.
- DRESCH, J. (1973):
Géomorphologie des Andes chiliennes et argentines. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), vol. XV, Fasc. 1-2, S. 177-192, Paris.
- EMILIANI, C. (1971):
The last interglacial. Paleotemperatures and chronology. – Science 171, S. 571-573.
- EMILIANI, C. (1972):
Quaternary palaeotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. – Science, 178 (4059), S. 398-401.
- ERN, H. (1969):
Ausführlicher Bericht über das Ergebnis der Forschungsreise (Mexiko-Projekt der DFG). – Unveröff. Bericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft vom 1. 1. 1969.
- ERN, H. (1972):
Estudio de la Vegetación en el parte Oriental del México Central. – Comunicaciones 6, S. 1-6, Puebla.
- ERN, H. (1973):
Repartición, ecología e importancia económica de los bosques de coníferas en los estados mexicanos de Puebla y Tlaxcala. – Comunicaciones 7, S. 21-23, Puebla.
- ERN, H., & MIEHLICH, G. (1972):
Diferencia de vegetación y suelos dependientes del relieve en un 'valle cerrado' de la Sierra Nevada, México. – Comunicaciones 5, S. 9-14, Puebla.
- EVZEROV, V., KOSHECHKIN, B. & STRELKOV, S. (1972):
The Chronology of the Marine Pleistocene and Holocene in the Northeast of the Baltic Shield. – 24th Intern. Geol. Cong., Montreal, Sect. 12, S. 22-26.
- Excursión C-9. Geología entre México, Cuautla, Cuernavaca y Taxco. – XX Intern. Geol. Congr., México 1956, Mexiko 1962.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1965):
Eiszeitklima in Nordafrika. – Geol. Rdsch., 54, S. 399-414, Stuttgart.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1966):
The changing level of the sea. – Science Amer. 202, S. 71-79.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1970):
World Paleoclimatology of the Quaternary. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XII, S. 97-104, Paris.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1972):
Climatology of a Glacial Cycle. – Quaternary Research, 2, S. 283-302, New York – London.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1973):
The Pleistocene/Holocene Boundary. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 90-91, Christchurch New Zealand.
- FARNSWORTH, D. W. (1957):
Glacial geology of the west side of the volcano Iztaccihuatl, Mexico. – The Ohio State Univ., M. Sc. Thesis.
- FARRINGTON, O. C. (1897):
Observations on Popocatepetl and Iztaccihuatl. – Field Columbian Museum Publ. no. 18, vol. I, S. 71-120, Chicago.
- FEDOROVICH, B. A. (1968):
Nereshënnye voprosy drevnikh oledeneniya gor (The unsolved problems of old glaciations in mountains). – Voprosy Geografii, 74, S. 21-33, Moskau.
- FERRAND, W. R. (1973):
Paleo-Environment of Prehistoric Man in the Eastern Mediterranean. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 92, Christchurch New Zealand.

- FLOHN, H. (1952):
Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. – Geol. Rdsch., 40, S. 153-178, Stuttgart.
- FLOHN, H. (1953):
Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. – Erdkde., VII, S. 266-275, Bonn.
- FLOHN, H. (1965):
Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. – Geol. Rdsch., 54, S. 504-515, Stuttgart.
- FLOHN, H. (1969):
Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. – Eiszeitalter u. Gegenwart 20, S. 204-231, Öhringen.
- FLOHN, H. (1971):
Tropical Circulation Pattern. – Bonner Meteorol. Abh. 15, Bonn.
- FOREMAN, F. (1955):
Palynology in southern North America, Part II: Study of the cores from lake sediments of the Mexico City basin. – Geol. Soc. Amer. Bull. 66, S. 475-510, Washington.
- FREUDENBERG, W. (1909):
Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko. – Monatsber. D. G. G. LXI, S. 254-274, Stuttgart.
- FREUDENBERG, W. (1911):
The Ascent of Iztaccihuatl from the South. – Mems. Soc. Cient. Antonio Alzate 31, S. 71-75, Mexiko.
- FRIES, C. (1956a):
Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. – XX Intern. Geol. Congr. México, Guía de la Excursion C-9, Mexiko.
- FRIES, C. (1956b):
Geología a lo largo de la carretera entre México D. F. y Acapulco, Gro., vía Taxco, Gro. y Chilpanango, Gro. – XX Intern. Geol. Congr. México, Guía de las Excursiones A-9 y C-12, Mexiko.
- FRÜH, J. (1898):
Neue Reisen in die Schneeregion des Popocatepetl und Iztaccihuatl. – Globus LXXIII (4), S. 1-5, Braunschweig.
- FRYE, J. C. (1973):
Pleistocene Succession of the Central Interior United States. – Quaternary Research, 3, S. 275-283, New York – London.
- FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. (1960):
Classification of the Wisconsin Stage in the Lake Michigan glacial lobe. – Illinois State Geol. Surv. Circ. 285, Springfield.
- FUCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970):
Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. – Stuttgart.
- FUENTES AGUILAR, L. (1971):
La estabilización del suelo en el sur del Valle de Puebla. – Anuario de Geografía, XI, S. 203-230, Mexiko.
- GALINDO ESTRADA, I. G. (1962):
Estudio de la radiación solar durante el Año Geofísico Internacional. – Monografías del Inst. de Geofísica 3, S. 59-79, UNAM, Mexiko.
- GALLOWAY, R. W., HOPE, G. S., LÖFFLER, E. & PETERSON, J. A. (1973):
Late Quaternary Glaciation and Periglacial Phenomena in Australia and New Guinea. – Palaeocology of Africa, 8, S. 125-138, Cape Town.
- GANSSE, A. (1955):
Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika). – Schweiz. min. petr. Mitt. 35, S. 209-279.
- GARCÍA, E. (1968):
Clima actual de Teotihuacan – Materiales para la arqueología de Teotihuacan, XVII, S. 9-28, INAH, Mexiko.
- GARNER, H. F. (1959):
Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains. – Geol. Soc. Amer. Bull., 70, S. 1327-1368, Washington.
- Geographic Study of Mountain Glaciation in the Northern Hemisphere. Part 3: Unites States, Mexiko and Northern Andes. – Dept. of Exploration and Field Research, Amer. Geogr. Soc., New York, Febr. 1958.
- GEYH, M. A. (1971):
Die Anwendung der ^{14}C -Methode. – Clausthaler Tekton. Hefte 11, Clausthal-Zellerfeld.
- GEYH, M. A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1970):
 ^{14}C -Datierung limnischer Sedimente und die Eichung der ^{14}C -Zeitskala. – Naturwiss. 57, S. 564-567, Berlin-Heidelberg.

- GEYH, M. A. & ROHDE, P. (1972):
Weichselian Chronostratigraphy, C^{14} Dating and Statistics. – 24th Intern. Geol. Cong. Montreal, Sect. 12, S. 27-36, Montreal.
- GIEGENGACK, R. & GRAUCH, R. I. (1973):
Glacial Stratigraphy in the Andes of Venezuela. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 120, Christchurch New Zealand.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1968):
Zum Klima Mexikos und seinen Auswirkungen auf den Menschen. – Geogr. Rdsch. 20, S. 325-342, Braunschweig.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1969):
Ciudad de México, Metropolis im Hochtal von Mexico. – Mitt. Geogr. Ges. München 54, S. 169-205, München.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1970):
Mexico, eine Landeskunde. – Berlin.
- GLANGEAUD, F. (1969):
La paléoclimatologie du Quaternaire avantpropos. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XI, S. 249-250, Paris.
- GONZALEZ, E. T., VAN DER HAMMEN, T. & FLINT, R. F. (1965):
Late Quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia. – Leidse Geol. Meded. 32, S. 157-182, Leiden.
- GORSLINE, D. S. & PRENSKY, S. (1973):
Paleoclimatic Data from California Borderland Basins: The Holocene and Late Pleistocene. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 129-130, Christchurch New Zealand.
- GOUDIE, A. (1972):
On the definition of calcrete deposits. – Z. Geomorph., N. F., 16, S. 464-468, Berlin – Stuttgart.
- GOUDIE, A. (1973):
Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes. – 174 S., Oxford.
- GRAUL, H., KAISER, K. & RATHJENS, C. (1966):
Eiszeitforschung in Nordamerika. Der VII. INQUA-Kongreß vom 30. August bis 5. September 1965 in Boulder und Denver/Colorado. – Z. Geomorph. N. F. 10, S. 311-340, Berlin-Stuttgart.
- GREGORY, H. E. & WENTWORTH, C. K. (1937):
General features and Glacial Geology of Mauna Kea, Hawaii. – Geol. Soc. Amer. Bull. 48, S. 1719-1742, Washington.
- GUENTHER, E. W. (1967):
Ausgrabungen einer eiszeitlichen Tierwelt im Valsequillo (Hochland von Mexiko). – Quartär 18, S. 163-172, Bonn.
- GUENTHER, E. W. (1968):
Untersuchungen zur jungeszeitlichen und nacheiszeitlichen geologischen und paläontologischen Geschichte. – „Das Mexiko-Projekt der DFG“, Berichtsband I, S. 32-37, Wiesbaden.
- GUENTHER, E. W. (1972):
Vulkanismus und Tektonik in Mexiko. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. 42, S. 21-34, Kiel.
- GUENTHER, E. W. (1973 a):
Geologische und paläontologische Untersuchungen im Valsequillo bei Puebla (Mexiko). – Das Mexiko-Projekt der DFG, VI, 177 S., Wiesbaden.
- GUENTHER, E. W. (1973 b):
Elefantenbackenzähne aus dem Valsequillo südlich von Puebla. – Das Mexiko-Projekt der DFG, VI, S. 109-177, Wiesbaden.
- HABIB, D. (1970):
Holocene palynology of the Middle America Trench near Tehuantepec, Mexico. – Geological Investigation of the North Pacific, ed. J. D. Jays, Geol. Soc. Amer. Memoir 126, S. 233-290, Washington.
- HAMILTON, T. D. (1973):
Quaternary Glaciation of the Brooks Range, Northern Alaska. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 136-137, Christchurch New Zealand.
- HAMMEN, T. VAN DER (1957):
Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. – Bol. Geol. V, 2, S. 187-203, Bogotá.
- HAMMEN, T. VAN DER (1961):
The quaternary climatic changes of northern South America. – Annals New York Acad. Sciences 95, S. 676-683.
- HAMMEN, T. VAN DER (1962):
Palinología de la región de 'Laguna de los Bobos'. Historia de su china, vegetación y agricultura durante los últimos 5000 años. – Rev. Acad. Colomb. Cienc. 11, 44, S. 359-361, Bogotá.
- HAMMEN, T. VAN DER (1968):
Climatic and vegetational sucession in the equatorial Andes of Colombia. – Coll. Geogr. 9, S. 187-194, Bonn.

HAMMEN, T. VAN DER (1972):

Changes in Vegetation and Climate in the Amazon Basin and Surrounding Areas During the Pleistocene. – *Geologie en Mijnbouw*, 51, S. 641-643, 'sGravenhage.

HAMMEN, T. VAN DER & GONZALEZ, E. (1960):

Upper Pleistocene and Holocene climate and vegetation of the Sabana de Bogotá. – *Leidse Geol. Meded.* 25, S. 261-315, Leiden.

HAMMEN, T. VAN DER & GONZALEZ, E. (1963):

Historia de clima y vegetación del Pleistoceno Superior y del Holoceno, de la Sabana de Bogotá. – *Bol. Geol. XI*, S. 189-266, Bogotá.

HAMMEN, T. VAN DER & GONZALEZ, E. (1964):

A pollen diagram from the Quaternary of the Sabana de Bogotá (Colombia) and its significance for the geology of the Northern Andes. – *Geologie en Mijnbouw* 43, S. 113-117, 'sGravenhage.

HAMMEN, T. VAN DER & GONZALEZ, E. (1965):

A Late-glacial and Holocene pollen diagram from Cienago del Visitador (Dept. Boyaca, Colombia). – *Leidse Geol. Meded.* 32, S. 193-201, Leiden.

HAMMEN, T. VAN DER & KRAUS, E. (1960):

Las expediciones de glaciología del A. G. I. a las sierras nevadas de Santa Marta y del Cocuy. – *Inst. Geogr. 'Augustin Codazzi'*, Bogotá.

HASTENRATH, S. (1963 a):

Über den Einfluß der Massenerhebung auf den Verlauf der Klima- und Vegetationsstufen in Mittelamerika und im südlichen Mexiko. – *Geogr. Ann.* XLV, S. 76-83, Stockholm.

HASTENRATH, S. (1963 b):

Über Seespiegeländerungen in El Salvador und zur Frage klimatischer Schwankungen in Mittelamerika. – *Meteor. Rdsch.* 16, S. 11-13, Berlin-Heidelberg.

HASTENRATH, S. (1968 a):

Certain aspects of the three-dimensional distribution of climate and vegetation belts in the mountains of Central America and southern Mexico. – *Coll. Geogr.* 9, S. 122-138, Bonn.

HASTENRATH, S. (1968 b):

Recent climatic fluctuations in the Central American area and some geo-ecological effects. – *Coll. Geogr.* 9, S. 131-138, Bonn.

HASTENRATH, S. (1968 c):

A study of the atmospheric energy budget between Equator and 60° N during the winter and summer seasons. Part I: The latitude-mean conditions. – *Beitr. Phys. Atm.* 41, S. 157-183, Braunschweig.

HASTENRATH, S. (1971 a):

On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. – *J. Glaciology* 10, S. 255-267, Cambridge.

HASTENRATH, S. (1971 b):

On the snow-line depression and atmospheric circulation in the tropical Americas during the Pleistocene. – *South African Geogr. Journ.* 53, S. 53-69, Johannesburg.

HAY, R. L. & JONES, B. F. (1972):

Weathering of basaltic tephra on the island of Hawaii. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83, S. 317-332, Washington.

HAYNES, C. V. (1967):

Muestras de C14 de Tlapacoya, Estado de México. – *Bol. INAH*, 29, S. 49-52, Mexico.

HAYNES, V. C. (1971):

Time, environment, and early man. – *Arctic Anthropology*, 8(2), S. 3-14.

HEIDE-WEISE, H. & HEINE, K. (1971):

Sobre la mineralogía de algunos sedimentos fluviales y depósitos volcánicos en la zona de Puebla, Pue. (México). – *Comunicaciones* 4, S. 1-3, Puebla.

HEINE, K. (1971 a):

Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la región de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. – *Comunicaciones* 4, S. 7-23, Puebla.

HEINE, K. (1971 b):

Fechas C14 de los sedimentos del volcán de La Malinche, México. – *Anuario de Geografía* XI, S. 177-184, Mexico.

HEINE, K. (1973 a):

Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24, S. 46-62, Öhringen.

HEINE, K. (1973 b):

Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México. – *Comunicaciones* 7, S. 51-58, Puebla.

- HEINE, K. (1973 c):
Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. – *Erdkde.*, XXVII, S. 161-180, Bonn.
- HEINE, K. (1973 d):
Studies of glacial morphology and tephrochronology on the volcanoes of the Central Mexican Highland. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 144-145, Christchurch New Zealand.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H. (1972):
Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el volcán de La Malinche y región circunvecina. – *Comunicaciones* 5, S. 3-8, Puebla.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H. (1973 a):
Secuencias de erupciones en el volcán de La Malinche y en la Sierra Nevada (Méx.) durante los últimos 40,000 años. – *Comunicaciones* 7, S. 7-8, Puebla.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H. (1973 b):
Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 31/32, S. 303-322, Münster.
- HEINE, K. & SCHÖNHALS, E. (1973):
Entstehung und Alter der „toba“-Sedimente in Mexiko. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 23/24, S. 201-215, Öhringen.
- HEUSSER, C. J. (1966):
Polar hemispheric correlation: palynological evidence from Chile and the Pacific north-west of America. – *Proc. 'World Climate from 8000 – O B. C.'*, Royal Met. Soc., S. 124-141, London.
- HEUSSER, C. J. (1973 a):
Environmental Sequence Following the Fraser Advance of the Juan de Fuca Lobe, Washington. – *Quaternary Research*, 3, S. 284-306, New York – London.
- HEUSSER, C. J. (1973 b):
Climatic Records of the Last Ice Age for Pacific Mid-Latitudes in the Americas. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 150-151, Christchurch New Zealand.
- HÖLLERMANN, P. (1972):
Beiträge zur Problematik der rezenten Struktur-bodengrenze. – *Göttinger Geogr. Abh.* 60, S. 235-260, Göttingen.
- HOPE, G. S. (1973):
Vegetation History of the High New Guinea Mountains. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 154, Christchurch New Zealand.
- IRWIN-WILLIAMS, C. u. HAYNES C. V. (1970):
Climatic Change and Early Population Dynamics in the Southwestern United States. – *Quaternary Research* 1, S. 59-71, New York – London.
- ISAAC, G. L., MERRICK, H. V. & NELSON, C. M. (1972):
Stratigraphy and archaeological studies in the Lake Nakuru basin, Kenya. – *Palaeoecology of Africa*, 6, S. 225-232, Cape Town.
- JAEGER, F. (1925):
Untersuchungen über das diluviale Klima in Mexiko. – *Z. Ges. Erdkde.* Berlin, 1925, S. 366-373, Berlin.
- JAEGER, F. (1926 a):
Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. – *Pet. Mitt. Erg. H.* 190, Gotha.
- JAEGER, F. (1926 b):
Reisen und Forschungen in Mexiko im Sommer 1925. – *Z. Ges. Erdkde.* Berlin, 1926, S. 297-310, Berlin.
- JAHN, A. (1925):
Observaciones glaciológicas en los Andes venezolanos. – *Cultura Venezolana*, 18, Nr. 64, S. 265-280, Carácas.
- JÁUREGUI, E. O. (1968):
Mesoclima de la Región Puebla-Tlaxcala. – *Inst. de Geogr., UNAM.* Mexiko.
- JÁUREGUI, E. O. (1973):
Untersuchungen zum Stadtklima von Mexiko-Stadt. – *Diss. math.-nat. Fak., Rhein. Friedr.-Wilh.-Univ Bonn*, Bonn.
- JOHANNESSEN, C. L., WILSON, M. R. & DAVENPORT W. A. (1970):
The domestication of maize: process or event? – *Geogr. Rev.* LX, S. 393-413, New York.
- KAISER, K. (1966):
Probleme und Ergebnisse der Quartärforschung in den Rocky Mountains (i. w. S.) und angrenzenden Gebieten. – *Z. Geomorph. N. F.* 10, S. 264-302, Berlin.
- KAISER, K. (1973):
Quaternary of the Damascus Basin, Syria. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 179, Christchurch New Zealand.

- KAISER, K., KEMPF, E. K., LEROI-GOURHAN, A. & SCHÜTT, H. (1973):
Quartärstratigraphische Untersuchungen aus dem Damaskus-Becken und seiner Umgebung. – Z. Geomorph., N. F., 17, S. 263-353, Berlin – Stuttgart.
- KENNETT, J. P. & HUDDLESTON, P. (1972a):
Late Pleistocene Paleoclimatology, Foraminiferal Biostratigraphy and Tephrochronology, Western Gulf of Mexico. – Quaternary Research 2, S. 38-69, New York – London.
- KENNETT, J. P. & HUDDLESTON, P. (1972b):
Abrupt Climatic Change at 90,000 Yr BP: Faunal Evidence from Gulf of Mexico Cores. – Quaternary Research 2, S. 384-395, New York – London.
- KESSLER, A. (1963):
Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Eiszeit. – Erdkde. XVII, S. 165-173, Bonn.
- KHOBZI, J. & USSELMANN, P. (1973):
Problèmes de géomorphologie en Colombie. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), vol. XV, Fasc. 1-2, S. 193-206, Paris.
- KIND, N. V. (1972):
Late Quaternary Climatic Changes and Glacial Events in the Old and New World – Radiocarbon Chronology. – 24th Intern. Geol. Congr. Montreal, Sect. 12, S. 55-61, Montreal.
- KIND, N. V. (1973):
Radiocarbon Chronology of the Glacial and Marine Pleistocene of North Siberia and Its Intercontinental Correlation. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 188, Christchurch New Zealand.
- KINZL, H. (1958):
Die Gletscher als Klimazeugen. – Tagungsber. u. wiss. Abh. Dt. Geogr. Tag Würzburg 1957, S. 222-231, Wiesbaden.
- KINZL, H. (1968):
La glaciación actual y Pleistocénica en los Andes centrales. – Coll. Geogr. 9, S. 77-90, Bonn.
- KINZL, H. (1970a):
Die Gletscher der Ortler Alpen nach A. Desio. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol. VI, S. 205-210, Innsbruck.
- KINZL, H. (1970b):
Gründung eines glaziologischen Institutes in Peru. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol. VI, S. 245-246, Innsbruck.
- KINZL, H. (1973):
Die frühen Meinungen und Beobachtungen über die pleistozäne Vergletscherung in den südamerikanischen Tropen. – Geogr. Ztschr. Beih. (PLEWE-Festschr.), S. 94-104, Wiesbaden.
- KLAER, W. (1962a):
Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. – Heidelberger Geogr. Arb. 11, 135 S., Heidelberg – München.
- KLAER, W. (1962b):
Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Ein Beitrag zur Morphogenese der Hochgebirge in den subtropischen Breiten. – Z. Geomorph., N. F., 6, S. 17-32, Berlin – Stuttgart.
- KLAUS, D. (1971):
Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland, dargestellt am Beispiel des Hochbeckens von Puebla. – Erdkde. XXV, S. 81-90, Bonn.
- KLAUS, D. (1973a):
Las Fluctuaciones del Clima en el Valle de Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones 7, S. 59-62, Puebla.
- KLAUS, D. (1973b):
Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralmexikanischen Hochland und ihre Ursachen. – Erdkde. XXVII, S. 180-192, Bonn.
- KLEBELSBERG, R. VON (1948-1949):
Handbuch der Gletscherkunde. Band I und II. – Wien.
- KLEIN, R. G. (1971):
The Pleistocene Prehistory of Siberia. – Quaternary Research, 1, S. 133-161, New York – London.
- KLEIN, R. G. (1972):
The Late Quaternary Mammalian Fauna of Nelson Bay Cave (Cape Province, South Africa): Its Implications for Megafaunal Extinctions and Environmental and Cultural Change. – Quaternary Research, 2, S. 135-142, New York – London.
- KNEIB, W., MIEHLICH, G. & ZÖTTL, H. W. (1973):
Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada de México. – Comunicaciones 7, S. 11-13, Puebla.
- KOOPMANS, B. N. & STAUFFER, P. (1967):
Glacial phenomena on Mount Kinabalu, Sabah, Malaysia, Borneo Region. – Geol. Surv. Bull. 8, S. 25-35.

- KRASNOV, I. I. (1973):
Stratigraphical Scheme of the Quaternary (Anthropogene) of the USSR Specified According to Materials of Last Years. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 193, Christchurch New Zealand.
- KRIEGER, A. D. (1950):
Review of: Tepexpan Man. – American Antiq. 15, S. 343-349.
- LAMARCHE, V. C. JR. (1973):
Late Holocene Temperatures from Ring-Width Variations in Bristlecone Pine, White Mountains, California. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 197, Christchurch New Zealand.
- LAMB, H. H. (1971):
Climates and circulation regimes developed over the northern hemisphere during and since the last ice age. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 10, S. 125-162, Amsterdam.
- LAMB, H. H., LEVIS, R. P. W. & WOODROFFE, A. (1966):
Atmospheric circulation and the main climatic variables between 8000-0 B. C.: meteorological evidence. – World Climate from 8000-0 B. C., Proc. Int. Symp. Royal Met. Soc., S. 174-217, London.
- LAMB, H. H. & WOODROFFE, A. (1970):
Sur la circulation atmosphérique pendant la dernière période glaciaire. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XII, S. 105-108, Paris.
- LAUER, W. (1968):
Die Glaziallandschaft des südchilenischen Seengebietes. – Acta Geografica 20, S. 215-236, Helsinki.
- LAUER, W. (1970):
Naturwissenschaftliche Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. – Festschr. E. Gentz, S. 29-38, Kiel.
- LAUER, W. (1973 a):
Problemas climato-ecológicos de la Vegetación de la región montañosa oriental Mexicana. – Comunicaciones 7, S. 37-46, Puebla.
- LAUER, W. (1973 b):
Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. – Erdkde., XXVII, S. 192-213, Bonn.
- LAUER, W. & STIEHL, E. (1973 a):
La Clasificación del clima en la region Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones 7, S. 31-35, Puebla.
- LAUER, W. & STIEHL, E. (1973 b):
Hygrothermische Klimatypen im Raum Puebla-Tlaxcala (Mexiko), Erläuterungen zu einer Klimatypenkarte 1:500 000. – Erdkde., XXVII, S. 230-234, Bonn.
- LAUGENIE, C. A. & MERCER, J. H. (1973):
Southern Chile: Chronology of the Last Glaciation. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 202-203, Christchurch New Zealand.
- LEROI-GOURHAN A. (1973):
Upper Quaternary Climate and Chronology in Lebanon and Syria. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 209, Christchurch New Zealand.
- LEVI DE LÓPEZ, S. (1968):
The importance of planning based on land use in the underdeveloped temperate region of central Puebla-Tlaxcala valley in Mexico. – Contr. Mex. Delegation XXI. Int. Geogr. Congr. New Delhi, S. 99-100, Mexiko.
- LITVAK KING, J. (1964):
Estratigrafía Cultural y Natural en un Tlatel en el Lago de Texcoco. – Dept. de Prehistoria 13, INAH, Mexiko.
- LIVINGSTONE, D. A. (1962):
Age of Deglaciation in the Ruwenzori Range, Uganda. – Nature 194, S. 859-860, London.
- LIVINGSTONE, D. A. (1973 a):
A Critique of the Pollen-Analytic Approach to Tropical African Vegetation, with Speculations on the Climatic Causes and Geochemical Consequences of Quaternary Vegetational Change. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 212-213, Christchurch New Zealand.
- LIVINGSTONE, D. A. (1973 b):
The Lacustrine Record of Environmental Change in Tropical East Africa. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 214-215, Christchurch New Zealand.
- LLIBOUTRY, L. (1971):
Les catastrophes glaciaires. – La Recherche 2 (12), S. 417-425.
- LÖFFLER, E. (1970):
Evidence of Pleistocene glaciation in East Papua. – Austr. Geogr. Studies 8, S. 16-26, Melbourne.
- LÖFFLER, H. (1968):
Tropical High Mountain Lakes. Their distribution, ecology and zoogeographical importance. – Coll. Geogr. 9, S. 57-76, Bonn.

- LÓPEZ SANTOYO, A. (1971):
Una hipótesis sobre la paleomorfología del centro de México. – Anuario de Geografía, XI, S. 60-62, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1957):
Las zonas arqueológicas de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. – Dirección de Prehistoria 3, INAH, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1958):
Una hipótesis paleoclimática para la Cuenca de México. – Miscellanea Paul Rivet, S. 579-584, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1960):
Aspectos físicos del Valle de Oaxaca. – Rev. Mex. Estudios Antropológicos XVI, S. 49-63, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1961):
Notas sobre geología glacial del Nevado de Colima. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 77-92, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1962):
Informe de la sección glaciología. – Monografías Inst. Geofísica 3, S. 119-126, UNAM, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1964):
Los glaciares de México. – Monografías Inst. Geofísica 1, UNAM, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1967):
La etapa lítica en México. – INAH, 49 S., Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1969a):
Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. – Paleoecología 4, Dept. de Prehistoria, INAH, Mexiko.
- LORENZO, J. L. (1969b):
Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. – 'The periglacial environment: past and present', ed. T. L. Péwé, S. 161-175, Montreal.
- LOUIS, H. (1954/55):
Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. – Geogr. Taschenbuch 1954/55, S. 414-418, Wiesbaden.
- MAC NEISH, R. S., PETERSON, F. A. & FLANNERY, K. V. (1970):
The Prehistory of the Tehuacan Valley. Vol. III: Ceramics. – Univ. of Texas Press, Austin u. London.
- MAGNANI, M. (1964):
Sulla geomorfologia della Cañada Poblano-Oaxaqueña (Messico). – Atti del XIX Congr. Geogr. Italiano, Como 1964, S. 35-43, Como.
- MAHER, L. J. JR. (1973):
Pollen Evidence Suggests that Climatic Changes in the Colorado Rockies During the Last 5000 Years were out of Phase with those in Northeastern United States. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 227-228, Christchurch New Zealand.
- MALDE, H. E. (o. J.):
La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. – Manuscript.
- MALDE, H. E. (1965):
Pyroclastic Layers at Valsequillo Early Man Sites, Puebla Valley, Mexico. – VII. Int. INQUA-Congr. Boulder u. Denver/Colorado 1965, Abstracts S. 316.
- MALDE, H. E. (1968):
Volcanic Ash Stratigraphy at Valsequillo Sites and La Malinche Volcano, Puebla, Mexico. – Geol. Soc. Amer. Program with Abstracts, 1968 Annual Meet., Mexico-City, Mexiko.
- MALEY, J. (1973):
Les variations climatiques dans le Bassin du Tchad durant le dernier millénaire: Nouvelles données palynologiques et paléoclimatiques. – „Le Quaternaire“, Suppl. Bull. de l'Association Franç. pour l'Étude du Quaternaire, no. 36, S. 175-181, Paris.
- MANLEY, G. (1971):
Interpreting the meteorology of the last and post-glacial. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 10, S. 163-175, Amsterdam.
- MARQUINA, I. (1970):
Proyecto Cholula. – INAH, Serie Investigaciones 19, Mexiko.
- MARTIN, P. S. & HARRELL, B. E. (1957):
The Pleistocene History of Temperate Biotas in Mexico and Eastern United States. – Ecology 38, S. 468-480, New York.
- MARTÍNEZ, M. (1948):
Los Pinos Mexicanos. – Mexiko.
- MARTÍNEZ, M. (1963):
Las Pináceas Mexicanas. – UNAM, Inst. de Biología, Mexiko.
- MELGAREJO, A. (1910):
The greatest volcanoes of Mexico. – Nat. Geogr. Mag. 21, S. 741-760, Washington.

- MERCER, J. H. (1972 a):
Chilean glacial chronology 20,000 to 11,000 Carbon-14-years ago: some global comparisons. – *Science*, 176 (4039), S. 1118-1120.
- MERCER, J. H. (1972 b):
The Lower Boundary of the Holocene. – *Quaternary Research*, 2, S. 15-24, New York – London.
- MESSERLI, B. (1966):
Die Schneegrenzhöhen in den ariden Zonen und das Problem Glazialzeit – Pluvialzeit. – *Mitt. Naturforsch. Ges. Bern*, 23, S. 117-145, Bern.
- MESSERLI, B. (1967):
Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. – *Geogr. Helvetica*, 22, S. 105-228, Bern.
- MICHEL, P. (1972):
Chronologie du Quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse. – “Études sur le Quaternaire dans le Monde”, 1 (ed. M. TERS), S. 49-61, Paris.
- MILLER, J. P. (1957):
Problems of the Pleistocene in Cordilleran North America, as related to reconstruction of environmental changes that affected Early Man. – ‘Climate and Man in the Southwest’, Univ. Arizona Bull. 28, S. 19-49, Phoenix.
- MILLER, M. M. (1967):
Science finds new clues to our climate in Alaskas mighty rivers of ice. – *Nat. Geogr. Mag.* 131, S. 194-217, Washington.
- MIRAMBELL, L. (1967):
Excavaciones en un sitio Pleistocénico de Tlapacoya, México. – *Bol. INAH* 29, S. 37-41, Mexiko.
- MINATO, M. (1972):
Late Quaternary Geology in Northern Japan. – 24th Intern. Geol. Cong., Montreal, Sect. 12, S. 63-71.
- MÖRNER, N.-A. (1970):
Comparison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21, S. 173-176, Öhringen.
- MÖRNER, N.-A. (1971 a):
The Holocene Eustatic Sea Level Problem. – *Geologie en Mijnbouw*, 50, S. 699-702, Leiden.
- MÖRNER, N.-A. (1971 b):
Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 9, S. 153-181.
- MÖRNER, N.-A. (1972a):
World Climate During the Last 130,000 Years. – 24th Intern. Geol. Cong. Montreal, Sect. 12, S. 72-79, Montreal.
- MÖRNER, N.-A. (1972b):
When Will the Present Interglacial End? – *Quaternary Research*, 2, S. 341-349, New York – London.
- MÖRNER, N.-A. (1973 a):
Climatic changes during the last 35,000 years as indicated by land, sea, and air data. – *Boreas*, 2, S. 33-53.
- MÖRNER, N.-A. (1973 b):
Climatic fluctuations and inter-regional correlations. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 253-254, Christchurch New Zealand.
- MOOSER, F. (1956):
Libreto-Guía de la Excursión C-9; Bosquejo Geológico del extremo sur de la Cuenca de México. – 24th Intern. Geol. Congr. Mexiko, S. 9-16, Mexiko.
- MOOSER, F. (1957):
Los ciclos de volcanismo que formaron la cuenca de México. – 24th Intern. Geol. Congr. Mexiko, Tomo 2, S. 337-348, Mexiko.
- MOOSER, F. (1961):
Los volcanes de Colima. – *Bol. Inst. Geol.* 61, S. 49-71, UNAM, Mexiko.
- MOOSER, F. (1962):
Descripciones detalladas de algunas paradas de la Excursión C-9. – 24 th Intern. Geol. Congr. Mexiko, Excursión C-9, S. 135-153, Mexiko.
- MOOSER, F. (1963):
La cuenca lacustre del Valle de México. – *Ing. Hidr. en México* XVII, S. 47-56, Mexiko.
- MOOSER, F. (1967):
Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. – *Bol. INAH* 30, S. 12-15, Mexiko.

- MOOSER, F. (1968):
Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacan. – Materiales para la arqueología de Teotihuacan XVII, S. 29-49, INAH, Mexiko.
- MOOSER, F. & GONZÁLES RUIZ, F. (1961):
Erupciones volcánicas y el hombre primitivo en la Cuenca de México. – Homenaje a PABLO MARTÍNEZ DEL RÍO, S. 137-141, Mexiko.
- MOOSER, F., MEYER-ABICH, H. & MC. BIRNEY, Z. R. (1958):
Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields. Part VI: Central America. – Int. Volcan. Ass., Napoli, S. 1-146, Neapel.
- MOOSER, F. & REYES LAGOS, A. (1961):
El grupo volcánico de las Tres Virgenes, Mpio. de Santa Rosalia, Territorio de Baja California. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 47-48, UNAM, Mexiko.
- MOOSER, F., WHITE, S. E. & LORENZO, J. L. (1956):
La Cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas. – Dirección de Prehistoria 2, INAH, Mexiko.
- MULLER, F. (1970):
La cerámica de Cholula. – INAH, Serie Investigaciones 19 (Proyecto Cholula), S. 129-142, Mexiko.
- MUSIÑO ALEMÁN, P. A. (1962):
La circulación atmosférica sobre la Republica Mexicana durante el Año Geofísico Internacional. – Monografías Inst. Geofísica 3, S. 49-58, UNAM, Mexiko.
- NAIRN, A. E. M. (1972):
Paleoclimatology: Present Status. – Naturwiss., 59, Jg., H. 9, S. 388-393, Berlin – Heidelberg.
- NEGENDANK, J. (1972):
Volcanics of the Valley of Mexico. – N. Jb. Miner. Abh. 116, S. 308-320, Stuttgart.
- NILSSON, E. (1931):
Quaternary Glaciations and Pluvial Lakes in British East Africa. – Geogr. Ann. XIII, S. 249-349, Stockholm.
- OHNGEMACH, D. (1973):
Análisis polínico de los sedimentos del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones 7, S. 47-49, Puebla.
- OISSON, J. V. (1970):
Radiocarbon variations and absolute chronology. – Nobel Symp. 12, Stockholm – New York.
- OPPENHEIM, V. (1940):
Glaciaciones cuaternarias en la Cordillera Oriental de la República de Colombia. – Rev. Acad. Col. Cienc. 4, 13, S. 70-82, Bogotá.
- ORDÓÑEZ, E. (1894):
Notas acerca los ventisqueros del Iztaccíhuatl. – Mems. Soc. Cient. Antonio Alzate 8, S. 31-42, Mexiko.
- ORDÓÑEZ, E. (1895):
Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México. – Bol. Soc. Geol. Mex. 2, S. 1-46, Mexiko.
- PACKARD, A. S. (1886):
Ascent of the volcano of Popocatepetl. – Amer. Naturalist 20, S. 116-122.
- PASKOFF, R. (1971):
État résumé des acquisitions récentes sur le Quaternaire Chilien. – Cahiers de Géogr. de Québec 35, S. 289-314, Quebec.
- PEETERS, L. (1970):
Les relations entre l'évolution du lac de Valencia (Vénézuéla) et les paléoclimats du Quaternaire. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 2, XII (2), S. 157-160, Paris.
- PEETERS, L. (1971):
Nuevos datos acerca de la evolución de la cuenca del Lago de Valencia (Venezuela) durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. – Inst. para la conservación del Lago de Valencia, 39 S., Carácas.
- PEETERS, L. (1973):
Quaternary Climatic Changes in Northern Venezuela. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 284, Christchurch New Zealand.
- PETERSON, J. A. (1971):
The equivocal extent of glaciación in the southeastern uplands of Australia. – Proc. Roy. Soc. Victoria 84, S. 207-211, Melbourne.
- PETERSON, J. A. & DERBYSHIRE, E. (1973):
Cirques, Climatic Gradients and Diachrony in Australia and New Guinea. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 285-286, Christchurch New Zealand.

- PORTER, S. C. (1973 a):
Late Quaternary Glaciations and Tephrochronology of Mauna Kea, Hawaii. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 295, Christchurch New Zealand.
- PORTER, S. C. (1973 b):
Subglacial Volcanism in Hawaii. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 296, Christchurch New Zealand.
- PRESCOTT, W. (1886):
History of the Conquest of Mexico. – London.
- PRISTER, A. (1927):
Notas preliminares sobre vestigios glaciales en el Valle de México. – Mems. Soc. Cient. Antonio Alzate 48, S. 1-13, Mexiko.
- RAASVELDT, H. C. (1957):
Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. – Rev. Acad. Col. Cienc. 9, 38, S. 469-482, Bogotá.
- RATZEL, F. (1878):
Aus Mexiko. Reiseskizzen aus den Jahren 1874 und 1875. – Breslau.
- RAUKAS, A. V. & SEREBRYANNY, L. R. (1972):
On the Late Pleistocene Chronology of the Russian Platform, with Special Reference to Continental Glaciation. – 24th Intern. Geol. Cong., Montreal, Sect. 12, S. 97-102.
- REEVES, B. O. K. (1973):
The nature and age of the contact between the Laurentide and Cordilleran ice sheets in the western interior of North America. – Arctic & Alpine Research, 5, S. 1-16, Boulder.
- REYES LAGOS, A. (1961):
Las nuevas solfataras del Volcán de Colima. – Bol. Inst. Geol. 61, S. 73-75, UNAM, Mexiko.
- RICHARDSON, J. L. (1972):
Palaeolimnological records from Rift lakes in central Kenya. – Palaeoecology of Africa, 6, S. 131-136, Cape Town.
- RICHMOND, G. M. (1965):
Glaciation of the Rocky Mountains. – 'The Quaternary of the United States', ed. H. E. Wright u. D. G. Frey, S. 217-230, Princeton, N. J.
- RICHMOND, G. M. (1969):
Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA. – Eiszeitalter u. Gegenwart 20, S. 196-203, Öhringen.
- RICHMOND, G. M. (1970):
Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. – Quaternary Research 1, S. 3-28, New York – London.
- RICHMOND, G. M. (1972):
Appraisal of the Future Climate of the Holocene in the Rocky Mountains. – Quaternary Research, 2, S. 315-322, New York – London.
- RICHMOND, G. M. (1973):
A partial Quaternary chronology from Yellowstone National Park. – IX. INQUA-Cong., vervielfältigtes Manuskript, 2 S., Christchurch New Zealand.
- ROA MORALES, P. (1973):
Genesis of the Dunes of the Central Plains of Venezuela. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 248-249, Christchurch New Zealand.
- ROBLES RAMOS, R. (1944):
Algunos ideas sobre la glaciación y morfología del Iztaccíhuatl. – Rev. Geogr. Inst. Panamer. Geogr. Hist., S. 65-98, Mexiko.
- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U. (1972):
Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. – Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. 15, S. 87-92, Stuttgart – Berlin.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. (1961):
Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification. – U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 366, Washington.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1959):
El glaciario pleistoceno en Venezuela. – Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol. Mineral. Pet., 2, S. 333-357, Caracas.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1973):
Time-Transgressive Deglacial Retreat of Polar Waters from the North Atlantic. – Quaternary Research, 3, S. 117-130, New York – London.
- SAPPER, K. (1894):
Grundzüge der physischen Geographie von Guatemala. – Pet. Mitt. Erg. Bd. 24, Gotha.
- SAPPER, K. (1928):
Ein Beitrag zur Paläogeographie Mittelamerikas. – Sonder-Bd. Z. Ges. Erdkde. Berlin 1928, S. 57-67, Berlin.

- SCHARPENSEEL, H. W. & PIETIG, F. (1969):
Altersbestimmungen von Böden durch die Radio-
kohlenstoffdatierungsmethode. III. Böden mit Bt-
Horizont und fossile Schwarzerden. – Z. Pflanzen-
ern. Bodenkde. 122, S. 145-152, Weinheim.
- SCHUBERT, C. (1970):
Glaciation of the Sierra de Santo Domingo,
Venezuelan Andes. – Quaternaria, XIII, S. 225-246,
Rom.
- SCHUBERT, C. (1972a):
Late Glacial Chronology in the Northeastern Vene-
zuelan Andes. – 24th Intern. Geol. Congr. Montreal,
Sect. 12, S. 103-109, Montreal.
- SCHUBERT, C. (1972b):
Suelos Estriados, un Tipo de Suelo Pautado en la
Zona Periglacial de los Andes Venezolanos. – Acta
Cient. Venezolana 23, S. 108-114, Caracás.
- SCHUBERT, C. (1972c):
Geomorphology and Glacier Retreat in the Pico
Bolívar Area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela. –
Z. Gletscherkde. Glazialgeol., Bd. VIII, S. 189-202,
Innsbruck.
- SCHUBERT, C. (1972d):
Cronología Glacial Tardía y Evidencias Neotectóni-
cas en los Andes Venezolanos Nororientales. – Acta
Cient. Venezolana 23 (Supl. 3), S. 89-94, Caracás.
- SCHUBERT, C. (1973):
Mérida Glaciation, Venezuelan Andes: Geologic
definition. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 315-
316, Christchurch New Zealand.
- SEARS, P. B. (1952):
Palynology in southern North America, Pt. C,
Archeological horizons in the Basins of Mexico. –
Geol. Soc. Amer. Bull. 63, S. 241-254, Washington.
- SEARS, P. B. & CLISBY, K. H. (1955):
Palynology in southern North America, Part IV:
Pleistocene climate in Mexico. – Geol. Soc. Amer.
Bull. 66, S. 521-530, Washington.
- SEARS, P. B., FOREMAN, F. & CLISBY, K. H. (1955):
Palynology in southern North America. – Geol. Soc.
Amer. Bull. 66, S. 471-530, Washington.
- SEELE, E. (1973):
Restos de milpa y poblaciones prehispánicas cerca de
San Buenaventura Nealtican, Pue. – Comunicaciones
7, S. 77-86, Puebla.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1972):
Nouvelles données pour une interpretation paléo-
climatique de séries continentales du Bassin Tchadien
(Pleistocene Recent, Holocene). – Palaeoecology of
Africa, 6, S. 87-92, Cape Town.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. (1973):
Le Plio-Quaternaire du Bassin du Tchad. – "Le
Quaternaire", Suppl. Bull. de l'Association Franç.
pour l'Étude du Quaternaire, no. 36, S. 169-175,
Paris.
- SEVERO DIAZ, P. (1906):
Efemerides del Volcán de Colima. – Mexiko.
- SIEVERS, W. (1888):
Die Kordillere von Mérida nebst Bemerkungen über
das Karibische Gebirge. – Geogr. Abhandl., Bd. 3,
H. 1, 238 S., Wien.
- SINGH, G. (1973):
Late Quaternary Changes in Vegetation and Climate
in the Arid Tropics of India. – IX. INQUA-Cong.
Abstracts, S. 332, Christchurch New Zealand.
- SINGH, G., JOSHI, R. D. & SINGH, A. B. (1972):
Stratigraphic and Radiocarbon Evidence for the Age
and Development of Three Salt Lake Deposits in
Rajasthan, India. – Quaternary Research, 2, S.
496-505, New York – London.
- SOTO MORA, C. & JÁUREGUI, E. O. (1965):
Isotermas extremas e indice de Aridez en la Repú-
blica Mexicana. – Inst. de Geogr. UNAM, Mexiko.
- STALKER, A. MACS. (1973):
Correlation and Chronology of Cordilleran and Lau-
rentide Glaciations in Southwestern Alberta, Canada.
– IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 339-340, Christ-
church New Zealand.
- STAPOR, F. W. & TANNER, W. F. (1973):
Major Uncertainties in C-14 Ages. – IX. INQUA-
Cong. Abstracts, S. 341, Christchurch New Zealand.
- STEARNS, H. T. (1945):
Glaciation of Mauna Kea, Hawaii. – Geol. Soc.
Amer. Bull. 56, S. 267-274, Washington.
- STEEN-MCINTYRE, V. (o. J.):
Petrography of Selected Late Quaternary Pyroclastic
Deposits at La Malinche Volcano, State of Puebla,
Mexico. – Manuskript.

- STEEN-MCINTYRE, V. (1968):
Petrography of Some Late Quaternary Pyroclastic Deposits at La Malinche and Valsequillo Early Man Sites, Puebla, Mexico. – Geol. Soc. Amer. Program with Abstracts, 1968 Annual Meet., Mexiko.
- STUIVER, M. (1971):
Evidence for the variation of atmospheric C¹⁴ content in the late Quaternary. – 'Late Cenozoic glacial ages', ed. K. K. Turekian, S. 57-70, New Haven.
- TAILLEFER, F. (1973):
Neoglaciation: Interregional Correlations. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 358, Christchurch New Zealand.
- TAMAYO, J. L. (1962):
Geografía General de México. – 4 Bde. Mexiko.
- TERASMAE, J. (1973):
Notes on Late Wisconsin and Early Holocene History of Vegetation in Canada. – Arctic & Alpine Research, 5, S. 201-222, Boulder.
- TICHY, F. (1968):
Das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala und seine Umgebung. – 'Das Mexiko-Projekt der DFG', Berichts-Bd. I, S. 6-24, Wiesbaden.
- TRICART, J. (1971):
Pleistocene snowline and present periglacial processes in the Venezuelan Andes. – Austr. Geogr. Studies 9, S. 85-86, Melbourne.
- TROLL, C. (1928):
Die zentralen Anden. – Sonder-Bd. Z. Ges. Erdkde. Berlin 1928, S. 92-118, Berlin.
- TROLL, C. (1929):
Die Cordillera Real. – Z. Ges. Erdkde. Berlin 1929, S. 279-312, Berlin.
- TROLL, C. (1943):
Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. – Meteor. Ztschr. 60, S. 161-171, Wien – Berlin.
- TROLL, C. (1944):
Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. – Geol. Rdsch. 34, S. 545-694, Stuttgart.
- TROLL, C. (1949):
Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen. – Erdkde. III, S. 18-29, Bonn.
- TROLL, C. (1957):
Forschungen in Zentral-Mexiko. Die Stellung des Landes im dreidimensionalen Landschaftsaufbau der Erde. – Tagungs.Ber. u. wiss. Abh. Dt. Geogr. Tag Hamburg 1955, S. 191-213, Wiesbaden.
- TROLL, C. (1961):
Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht. – Die Naturwiss. 48, S. 332-348, Berlin – Heidelberg.
- TROLL, C. (1968):
The Cordilleras of the Tropical Americas. Aspects of Climatic, Phytogeographical and Agrarian Ecology. – Coll. Geogr. 9, S. 15-56, Bonn.
- TROLL, C. (1971):
Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Mit einem Nachtrag 1970. – 'Klimatische Geomorphologie', hrsg. C. Rathjens, S. 171-205, Darmstadt.
- TROLL, C. (1973):
Rasenabschälung (Turf Exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 17, S. 1-32, Berlin – Stuttgart 1973.
- VALDEZ MARIN, L. A. (1970):
Características morfológicas y mineralógicas de los suelos de tepetate de la Cuenca de México. – Tesis. Escuela Nac. Agric. Chapingo.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1969):
Quaternary Pollen Analytical Studies in the Southern Hemisphere with Special Reference to the Sub-Antarctic. – Palaeoecology of Africa, 5, S. 175-212, Cape Town.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1972):
Late Quaternary lacustrine phases in the southern Sahara and East Africa. – Palaeoecology of Africa, 6, S. 15-27, Cape Town.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & BUTZER, K. W. (1973):
Quaternary Environmental Changes in Southern Africa. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 384, Christchurch New Zealand.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & COETZEE, J. A. (1972):
A re-appraisal of late-Quaternary climate: evidence from tropical Africa. – Palaeoecology of Africa, 7, S. 151-181, Cape Town.

- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & COETZEE, J. A. (1973):
Global Temperature Changes and the African Quaternary Environment. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 385, Christchurch New Zealand.
- VILLALPANDO, O. K. (1968):
Algunos aspectos ecológicos del Volcán Nevado de Toluca. – Tesis. Dept. de Biología, Fac. de Cienc., UNAM, Mexico.
- VOSS, F. (1970):
Kaltzeitliche Ablagerungen im Hochland von Angola. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 21, S. 145-160, Öhringen.
- VUILLEUMIER, B. S. (1971):
Pleistocene changes in the fauna and flora of South America. – *Science* 173, S. 771-780.
- WAITZ, P. (1909):
Excursión geológica al Nevado de Toluca. – *Bol. Soc. Geol. Mex.* 6, S. 113-117, Mexico.
- WAITZ, P. (1910):
Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba. – *Bol. Soc. Geol. Mex.* 7, S. 67-76, Mexico.
- WAITZ, P. (1920):
"Nubes ardentes" observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Cerobuco (1913). – *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate* 37, S. 267-277, Mexico.
- WAITZ, P. (1921a):
Popocatepetl Again in Activity. – *Amer. Journ. Sci. ser. 5*, vol. 1, S. 81-87.
- WAITZ, P. (1921b):
La nueva actividad y el estado actual del Popocatepetl – *Mems. Soc. Cient. Antonio Alzate* 37, S. 295-313, Mexico.
- WAKONIGG, H. (1971):
Gletscherverhalten und Witterung. – *Z. Gletscherkde. Glazialgeol.* VII, S. 103-123, Innsbruck.
- WALKER, D. (1973):
Late Quaternary Vegetation of Upland New Guinea. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 391, Christchurch New Zealand.
- WALLEN, C. C. (1955):
Some characteristics of precipitation in Mexico. – *Geogr. Ann.* 37, S. 51-85, Stockholm.
- WEBB, T. & BRYSON, R. A. (1972):
Late- and Postglacial Climatic Change in the Northern Midwest, USA: Quantitative Estimates Derived from Fossil Pollen Spectra by Multivariate Statistical Analysis. – *Quaternary Research* 2, S. 70-115, New York – London.
- WEBER, H. (1958):
Die Páramos von Costa Rica und ihre pflanzengeographische Verketzung mit den Hochanden Südamerikas. – *Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-naturwiss. Kl., Nr. 3*, Mainz.
- WEBER, H. (1959):
Los Páramos de Costa Rica y su concatenación fitogeográfica con los Andes Sudamericanos. – San José, C. R.
- WEISCHET, W. (1958):
Studien über den glazial bedingten Formenschatz der südchilenischen Längssenke im West-Ostprofil beiderseits Osorno. – *Pet. Mitt.* 102, S. 161-172, Gotha.
- WEISCHET, W. (1969a):
Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. – *Z. Geomorph., N. F.* 13, S. 1-21, Berlin – Stuttgart.
- WEISCHET, W. (1969b):
Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen. – *Die Erde* 100, S. 287-306, Berlin.
- WEISCHET, W. (1970):
Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur. – Darmstadt.
- WEITZBERG, F. (1921/22):
El ventisquero del Popocatepetl. – *Mems. Soc. Cient. Antonio Alzate* 41, S. 65-90, Mexico.
- WELLS, P. V. (1969):
Preuves paléontologiques d'une végétation tardipleistocène (datée par le ^{14}C) dans les régions aujourd'hui désertiques d'Amérique du Nord. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* XI, S. 335-340, Paris.
- WENTWORTH, C. K. (1956):
Glaciation of Mauna Kea, Hawaii. – XX. Congr. Int. Geol. Mexico.
- WENTWORTH, C. K. & POWERS, W. E. (1941):
Multiple Glaciation of Mauna Kea, Hawaii. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 52, S. 1193-1218, Washington.

- WEYL, R. (1955):
Vestigios de una glaciación del Pleistoceno en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica, A. C. – Inst. Geogr. de Costa Rica, Informe Trimestral, Julio a Septiembre, San José.
- WEYL, R. (1956a):
Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). – Z. Gletscherkde. Glazialgeol. 3, S. 317-325, Innsbruck.
- WEYL, R. (1956b):
Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in der Cordillera de Talamanca Costa Ricas (Mittelamerika). – N. Jb. Geol. Paläont. Beil. Bd. 30, Stuttgart.
- WEYL, R. (1962):
Glaciares Pleistocenos en la zona tropical de Centroamerica. – Alemania, Rev. de la República Federal, 4 (1), S. 32-35, Bonn.
- WEYL, R. (1965):
Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. – Frankfurt.
- WEYL, R. (1966):
Die Geologie Mittelamerikas. – Berlin.
- WEYL, R. (1974):
Determinación y clasificación de las rocas volcánicas en la región Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones, im Druck.
- WHITE, S. E. (1949):
Descent of the Barranca de Nexpayantla. – Appalachia, Dec. 1949, S. 476-479.
- WHITE, S. E. (1951):
A geologic investigation on the Late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl, Mexico. – Abstract of Dissertation, Syracuse Univ., Syracuse.
- WHITE, S. E. (1953):
Geologic study of Iztaccihuatl. – Appalachia, Dec. 1953, S. 451-463.
- WHITE, S. E. (1954):
The firn field on the volcano Popocatepetl, Mexico. – J. Glaciology 2, S. 389-393, Cambridge.
- WHITE, S. E. (1956):
Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl. – J. Geol. 64, S. 289-295, Chicago.
- WHITE, S. E. (1962a):
El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. – Investigaciones 6, INAH, Mexico.
- WHITE, S. E. (1962b):
Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccihuatl, Mexico. – Geol. Soc. Amer. Bull. 73, S. 935-958, Washington.
- WHITEHOUSE, H. R. (1890):
Ascent of Iztaccihuatl. – Alpine Journ. 15, S. 268-271.
- WILHELMY, H. (1954):
Die klimatologische und pflanzengeographische Entwicklung des Trockengebietes am Nordrand Südamerikas seit dem Pleistozän. – Die Erde VI, S. 248-273, Berlin.
- WILHELMY, H. (1957):
Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden. – Pet. Mitt. Erg. H. 262, S. 281-310, Gotha.
- WILLIAMS, G. E. (1973):
Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid South Australia. – Z. Geomorph., N. F., 17, S. 102-125, Berlin – Stuttgart.
- WILLIAMS, M. A. J. (1973):
Pattern of Upper Quaternary Sedimentation at Adar Bous and Northern Aïr, Central Sahara. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 404, Christchurch New Zealand.
- WILLIAMS, M. A. J. & ADAMSON, D. A. (1973):
Quaternary Palaeochannels of the Australian Riverine Plain and the Sudan Gezira. – IX. INQUA-Cong. Abstracts, S. 405, Christchurch New Zealand.
- WILSON, L. (1969):
Les relation entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. XI, S. 303-314, Paris.
- WISEMANN, J. D. H. (1966):
Evidence for recent climatic changes in cores from the ocean bed. – 'World Climate from 8000 – O. B. C.', Proc. Int. Symp., Royal Meteor. Soc. London, S. 84-98, London.

- WOLDSTEDT, P. (1960):
Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. – Eis-
zeitalter u. Gegenwart 11, S. 148-165, Öhringen.
- WOLDSTEDT, P. (1961):
Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des
Quartärs, Bd. I: Die allgemeinen Erscheinungen des
Eiszeitalters. – Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1965):
Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des
Quartärs, Bd. III: Afrika, Asien, Australien und
Amerika im Eiszeitalter. – Stuttgart.
- WOOD, W. A. (1970):
Recent glacier fluctuations in the Sierra Nevada de
Santa Marta, Colombia. – Geogr. Rev. 60, S. 374-
392, New York.
- World Climate from 8000 to O B. C. – Proc. Int.
Symp., Royal Meteor. Soc. London, London.
- WRIGHT, H. E. (1971):
Retreat of the Laurentide ice sheet from 14,000 to
9000 years ago. – Quaternary Research, 1, S. 316-
330, New York – London.
- WRIGHT, H. E. & FREY, D. G. (1965):
The Quaternary of the United States. – A review
volume for the VII. INQUA-congress, Princeton
N. J.
- YARZA DE LA TORRE, E. (1971):
Volcanes de México. – Mexiko.
- ZEEVAERT, L. (1951):
Estratigrafía y problemas de ingeniería de los
depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México.
– Congr. Cient. IV. Centenario Univ. México, Ing.
y Arq. Sept. 1952, no. 9, vol. XXX, Mexiko.
- ZIENERT, A. (1968):
Gleiche Würm-Rückzugsstadien in den Gebirgen
Mitteleuropas und Ostafrikas? – Eiszeitalter u.
Gegenwart 19, S. 85-92, Öhringen.
- ZONNEFELD, J. I. S. (1968):
Quaternary climatic changes in the Caribbean and N.
South-America. – Eiszeitalter u. Gegenwart 19,
S. 203-208, Öhringen.
- ZUBAKOV, V. A. (1969):
La chronologie des variations climatiques au cours
du Pleistocène en Sibérie occidentale. – Rev. Géogr.
phys. Géol. dyn. 2, XI (3), S. 315-324, Paris.

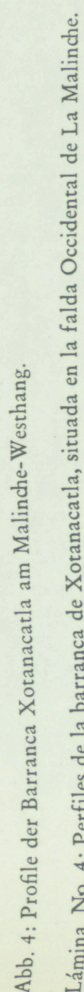


Abb. 4: Profile der Barranca Xoranacatlá am Malinche-Westhang.

Lámina No. 4. Perfiles de la barranca de Xotanacatl, situada en la falda Occidental de La Malinche.

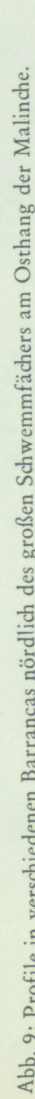


Abb. 9. Profile in verschiedenen Barrancas nördlich des großen Schwemmfächers am Osthang der Malinche.

Lámina No 9. Perfiles de distintas barrancas al Norte del gran abanico aluvial en la faldada Oriental de La

Malincho

